



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

Livrable 67

Potentiel minéral de dépôts de Ni, de Cu, et d'éléments du groupe du Pt, hébergés au sein des roches ultramafiques du territoire de la République Islamique de Mauritanie

Par Cliff D. Taylor, Erin E. Marsh, et Eric, D. Anderson

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

2012

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

Dépôts de Ni, de Cu, d'éléments du groupe du Pt, et de Cr au sein des roches ultramafiques

1 – Synthèse

Les documents de synthèse du PRISM-I mentionnent la présence de roches intrusives magmatiques mafiques à ultramafiques dans plusieurs régions de Mauritanie, et d'un certain nombre de présences de chrome et de Cu-Ni (\pm Co, Au), associées avec elles. Les contextes géologiques favorables comprennent généralement des ceintures de greenstones de toutes périodes, des complexes intrusifs mafiques à ultramafiques lités, de gabbros-anorthosites non lités au sein d'environnements cratoniques, des complexes ophiolitiques, des régions d'épandage basaltique, et des zones de cisaillement riches en fluides recoupant des accumulations de roches mafiques à ultramafiques. Les régions de Mauritanie possédant ces caractéristiques, et faisant l'objet d'un examen au sein des textes du PRISM-I, comprennent les ceintures de greenstones mésoarchéennes des terrains de Tasiast-Tijirit, au sud-ouest du Bouclier de Rgueïbat, deux complexes ultramafiques lités distincts au sein du Complexe d'Amsaga, à l'ouest d'Atar, des métadunites serpentinisées au sein des roches mésoarchéennes du Bouclier de Rgueïbat, sur la feuille de la carte de Zednes, plusieurs complexes mafiques à ultramafiques annulaires latéritisés au sein de la partie nord-ouest paléoprotérozoïque du Bouclier de Rgueïbat, ainsi que les segments ophiolitiques serpentinisés du Complexe de Gorgol Noir, dans la partie axiale des Mauritanides du sud. Le travail du BRGM dans la zone de « l'extrême sud » permet aussi de supposer que de petites présences de cuivre, associées avec des roches intrusives microgabbroïques jurassiques développées au sein du Bassin de Taoudéni, dans le sud-est de la Mauritanie, pourraient présenter un potentiel de minéralisation de sulfures magmatiques de Cu-Ni (éléments du groupe du Pt, Co, Au). De la même manière, des roches intrusives mafiques jurassiques de la partie nord-est du Bassin de Taoudéni peuvent être favorables. Les dépôts magmatiques connus de Cu et Ni de ce type en Mauritanie sont en très petit nombre, et une incertitude existe quant à la nature d'un certain nombre des plus importants.

2 – Sommaire

1 – Synthèse	3
2 – Sommaire	3
3 – Figures	4
4 – Tableau	5
5 – Introduction	6
6 – Potentiel de dépôts de Ni, de Cu, d'éléments du groupe du platine, et de dépôts de Cr au sein des roches ultramafiques de Mauritanie	13
6.1 – Ceintures mésoarchéennes de greenstones des terrains de Tasiast-Tijirit	13
6.2 – Ensembles ultramafiques au sein du Complexe d'Amsaga	22
6.3 – Greenstones mésoarchéennes et néoprotérozoïques du secteur d'Inchiri	36

6.4 – Roches mafiques et ultramafiques mésoarchéennes et paléoprotérozoïques des complexes annulaires ultramafiques du Bouclier nord-est de Rgueibat	48
6.4.1 – Roches mafiques et ultramafiques mésoarchéennes de la Suite de Zednes et du Complexe de Temmimichate Tsabya	48
6.4.2 – Complexes paléoprotérozoïques mafiques-ultramafiques du N-O du Bouclier de Rgueibat	54
6.5 – Ophiolite du Complexe de Gorgol Noir, au sein des Mauritanides du sud	62
La présence de Diaguili	68
La présence d'Oudelemguil	68
La présence de Ndiéo	70
La présence de Hassi Chaggar	70
La présence de chromite de Diagiuli, ainsi que d'autres présences réduites au sein des Mauritanides du sud ...	71
6.6 – Sills, dykes, laccolithes, et cheminées mafiques-ultramafiques de Mauritanie	74
7 – Zones favorables aux dépôts de Ni, Cu, éléments du groupe du Pt, et Cr au sein des roches mafiques-ultramafiques de Mauritanie	80
8 – Conclusions	82
9 – Références	82

3 – Figures

Figure 1. Profil de latérite à Ni et Co généralisé : coupe idéalisée à travers un profil altéré de latérite à Ni et Co, illustrant l'ensemble des horizons possibles.	7
Figure 2. Carte géologique simplifiée du nord-ouest du Bouclier de Rgueibat, présentant les terrains de Choum-Rag el Abiod et de Tasiast-Tijrit.	14
Figure 3. Coupe d'un profil de latérite altéré, provenant de la région de Tasiast-Tijrit, présentant une altération progressive de la roche hôte de péridotite serpentinisée.	19
Figure 4. Profil au niveau d'Inkebden, présentant la coupe géologique d'une traversée d'échantillonnage, ainsi que de la géochimie du Ni (en vert), du Co (en bleu), et du Cu (en orange) le long de cette traversée	20
Figure 5. Géologie généralisée, réduite au pôle (RTP), et cartes des signaux analytiques provenant de la région de Tasiast-Tijrit. La présence de latérite à Ni de Khnefissat et Inkebden est présentée.	21
Figure 6. Vue le long de la marge du massif de métagabbro d'Iguilid.	24
Figure 7. Vue en direction du nord, au niveau de la présence de chromite de Guelb el Foulet.	26
Figure 8. Photographie au microscope d'une lame mince de l'échantillon CT07RIM-19-1, avec des objectifs grossissant 5x (image de gauche) et 10x (image de droite) en lumière polarisée plane.	30
Figure 9. Photographie au microscope d'une lame mince de l'échantillon CT07RIM-19-1, avec des objectifs grossissant 5x (image de gauche) et 10x (image de droite) en lumière réfléchie.	31
Figure 10. Photographie au microscope d'une lame mince de l'échantillon CT07RIM-21-1, avec un objectif grossissant 10x en lumière réfléchie.	32
Figure 11. Données d'analyse tectonique discriminante à la microsonde de Castaing, provenant de chromites de la présence de Guelb El Foulet.	33
Figure 12. Géologie généralisée, réduite au pôle (RTP), et carte des signaux analytiques au-dessus du Complexe d'Amsaga.	35
Figure 13. Géologie simplifiée du secteur d'Inchiri, présentant différentes nappes et fenêtres tectoniques de l'empilement de nappes d'Akjoujt, ainsi que des dépôts minéraux et des présences examinés dans le texte.	37
Figure 14. Géologie détaillée de l'empilement de nappes d'Akjoujt	40
Figure 15. Coupe stratigraphique et diagramme de corrélation des roches au sein de l'empilement de nappes d'Akjoujt.	41

Figure 16. Les âges de dépôt maximum du zircon détritique des unités pétrographiques de la nappe de Chouïema. La colonne structuralo-stratigraphique, d'après Pitfield et al., 2004.	44
Figure 17. Cartes de la géologie généralisée, déduite au pôle (RTP), et du signal analytique de la région d'Akjoujt.	46
Figure 18. La géologie générale du Bouclier mésoarchéen de Rgueïbat, au nord-est de Tourine, montre les roches mafiques-ultramafiques de la Suite de Zednes, du Complexe de Temmimichate Tsabya, ainsi que la localisation des présences de Cr+Ni examinées dans le texte.	49
Figure 19. Cartes de la géologie généralisée, réduite au pôle (RTP), et du signal analytique, à proximité du potentiel de chrome de Tmeimichat Tsabya.	53
Figure 20. Géologie générale de la partie paléoprotérozoïque (Birimien) du Bouclier de Rgueïbat.	56
Figure 21. Géologie générale du nord-ouest du Bouclier paléoprotérozoïque de Rgueïbat, présentant les sous-unités birimiennes mafiques-ultramafiques, ainsi que les localisations des présences de Cr+Ni±Cu examinées dans le texte.	57
Figure 22. Géologie générale du sud des Mauritanides, montrant le Supergroupe de Mbout, le Complexe de Gorgol Noir, ainsi que les localisations des présences de Cr et de Cu-Ni examinées dans le texte.	64
Figure 23. Photographie montrant les pods de chromite au niveau de la présence de chromite podiforme de Mbalou. La présence est hébergée au sein de la roche serpentinisée du Groupe de Gadel.	72
Figure 24. Cartes montrant la signature aéromagnétique des roches ultramafiques au sein du sud des Mauritanides.	73
Figure 25. Répartition de dykes au sein de la partie nord-ouest du Bouclier archéen de Rgueïbat.	75
Figure 26. Géologie favorable aux dépôts de Ni, de Cu, d'éléments du groupe du Pt, et de Cr, au sein des roches mafiques et ultramafiques du territoire de la Mauritanie.	81

4 – Tableau

Tableau 1. Données géochimiques détaillées globales des échantillons de roches des lithologies mafiques-ultramafiques et de chromitites, provenant de la présence de Cr de Guelb el Foulet, ainsi que d'une carrière dans le nord du Complexe d'Amsaga, à proximité de Choum.	27
Tableau 2. Données analytiques à la sonde de Castaing sur une sélection de chromitites non altérées (> 98 pourcent d'oxydes totaux), provenant de la présence de Cr de Guelb el Foulet. Les données sont recalculées sur la base des corrections de Fe ²⁺ /Fe ³⁺ et de Mn obtenues en provenance du site Internet de l'Université Ouverte (consulté en novembre 2012).	28
Tableau 3. Présences de chrome et de nickel au sein de la Suite mésoarchéenne de Zednes et du Complexe de Temmimichate Tsabya, appartenant au Bouclier de Rgueïbat. Descriptions tirées de Marsh et Anderson (à paraître).	52

5 – Introduction

Le chrome et les autres métaux hébergés au sein des roches mafiques et ultramafiques, y compris celles riches en nickel, en cuivre, en éléments du groupe du platine, ou en vanadium, se trouvent généralement au sein de complexes pétrographiques magmatiques lités mafiques ou ultramafiques (roches enrichies en magnésium et fer). Les dépôts les plus importants de chromite et d'éléments du groupe du platine se situent au sein de complexes lités mafiques ou ultramafiques comme ceux du Bushveld ou du Grand Dyke au sein du Craton du Kalahari, en Afrique du Sud, et se sont formés au cours du Précambrien. Ces complexes lités se sont constitués lorsque les magmas mafiques et ultramafiques ont été injectés de façon répétitive au sein de chambres à des niveaux relativement superficiels de la croûte, puis ont refroidi très lentement. En raison du fait que le magma des chambres a refroidi lentement, différents minéraux ont cristallisé à partir du magma à des températures légèrement différentes, et ont sédimenté vers le fond. Par période, deux minéraux, ou même plus, ont cristallisé simultanément et ont sédimenté ensemble. Cette cristallisation différentielle des minéraux a conduit au développement de séries de couches, certaines d'entre elles contenant des concentrations de métaux d'intérêt économique, tels que du chrome, des éléments du groupe du platine, et du vanadium.

Le nickel provient de deux types généraux de dépôts : de la latérite à nickel et des dépôts magmatiques de sulfures de nickel. La latérite de nickel se forme par altération de la roche renfermant le nickel dans des zones soumises à un climat tropical et à un bon drainage. Durant ce processus, la silice et d'autres composants importants sont lessivés des roches, laissant un sol enrichi en nickel, cobalt, et fer. Les principaux minéraux du nickel sont la garniérite (silicate de nickel hydraté) et la limonite nickélifère (oxyde de fer hydraté renfermant du nickel). Ces types de dépôts peuvent être enrichis le long des structures lorsque la perméabilité augmente.

La minéralisation latéritique à Ni et Co est un enrichissement supergène de Ni et de Co à partir d'une altération pénétrante de roches ultramafiques. Il existe trois sous-catégories de dépôts latéritiques de Ni et Co, différenciés en fonction de leur minéralogie dominante : oxyde, argile, et silicate de Mg hydraté (Marsh et Anderson, 2011). Les dépôts sont présents à la fois dans des contextes actifs et passifs, comme en Nouvelle Calédonie et en Australie occidentale. Certains dépôts ont été conservés par enfouissement, comme les dépôts d'Albanie et de Grèce. Un profil généralisé comprend, de la base vers le sommet : la roche mère, une saprolite, une limonite, et une croûte ferrugineuse (Fig. 1). Lorsque la concentration en Ni de la roche mère est inférieure à 0,3 % et a été exposée à une altération chimique et mécanique en profondeur, il existe alors un potentiel de formation de dépôts latéritiques de Ni et Co, dans lesquels la zone de saprolite contient des silicates de Mg hydratés riches en Ni. Les argiles riches en Ni sont observées dans l'horizon de transition entre les zones de la saprolite et de la limonite. La goethite riche en Ni est présente dans la zone de la limonite (Fig. 1).

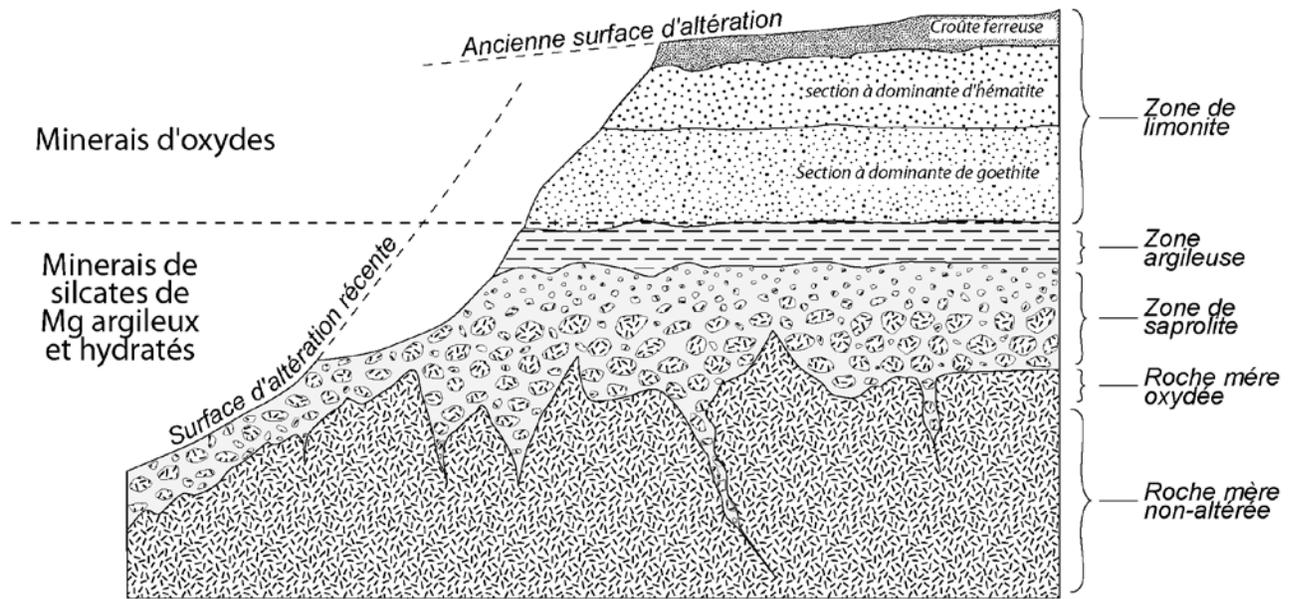


Figure 1. Profil de latérite à Ni et Co généralisé : coupe idéalisée à travers un profil altéré de latérite à Ni et Co, illustrant l'ensemble des horizons possibles. Les profils naturels tendent à être beaucoup plus complexes, renfermant des séquences variables de certaines ou de toutes les couches présentées. Modifié d'après Samama (1986).

Dans des zones potentiellement semblables au contexte mauritanien, comme l'Australie occidentale, les dépôts de latérite à Ni et Co ont évolué vers des oxydes et des dépôts de type argiles, dans une région qui a dans le passé subi une altération subtropicale, et qui sont préservés par une transition vers un climat plus aride, couplé avec une présence durable au sein d'un environnement tectoniquement stable. Ces trois facteurs ont permis le développement de profils altérés épais. Les dépôts de latérite à Ni et Co d'Australie se sont formés sous un régime d'altération tropicale à subtropicale, du Crétacé jusqu'à la moitié du Tertiaire, et ont ensuite été, dans une période plus récente, altérés dans un climat aride par précipitation de la silice et de la magnésite (Butt, 2005).

Le potentiel de tels dépôts sur le territoire mauritanien dépend de plusieurs facteurs, dont une lithologie mère adaptée, des structures clés, et un climat favorable permettant à la fois la formation et la conservation du profil d'altération. La Mauritanie possède une importante couverture de régolite. Rechercher la combinaison de régions de roches ultramafiques, d'altération en goéthite, et de structures favorables, peut constituer la meilleure approche pour trouver les zones les plus prometteuses pour des dépôts latéritiques de Ni et Co.

Il existe plusieurs régions de Mauritanie qui possèdent des roches ultramafiques, telles que de la harzburgite et de la dunite, qui auraient pu constituer de bons protolithes pour des dépôts latéritiques à Ni et Co. Ces zones comprennent la région de Tasiast-Tijirit et le sud des Mauritanides. Il a été signalé que le nord de la Mauritanie a subi des conditions paléoclimatiques tropicales à subtropicales pendant le Jurassique supérieur (Salpêtre, 2005). La région a depuis évolué vers un climat semi-aride.

Les dépôts magmatiques de sulfures de nickel sont trouvés en association avec des roches magmatiques riches en magnésium, en nickel, et en chrome. Ces roches mafiques et ultramafiques se

forment lorsque les magmas se solidifient en des complexes magmatiques massifs gabbroïques et ultramafiques, comme les complexes de Sudbury et de Duluth en Amérique du Nord, ou dans les complexes d'épanchements basaltiques / de sills, comme le complexe de Norilsk, en Sibérie. Lorsque les magmas refroidissent et cristallisent, un liquide dense séparé, riche en soufre, en fer, en nickel, en cuivre, et occasionnellement en éléments du groupe du platine, peut se former au sein du magma. Une fois constitué, le liquide riche en soufre, qui est plus dense que le magma riche en silice, ne se mélangera pas à nouveau avec le magma riche en silice. Finalement, les liquides riches en soufre-fer-nickel-cuivre s'accumulent séparément, et se solidifient pour former un ensemble de minéraux qui incluent la pentlandite (sulfure de fer et de nickel), exploitée pour sa teneur élevée en nickel. Une sous-catégorie de dépôts de sulfures magmatiques de nickel est le dépôt de sulfure de nickel hébergé par la komatiite, comme les dépôts de Kambalda et de Scotia, en Australie (Barnes, 2006). Les dépôts de sulfures de nickel de type 1, hébergés dans des komatiites, se forment comme décrit ci-dessus, mais au sein de conduits d'écoulement de laves, où ils se concentrent à la base des conduits, dans des zones de surfaces irrégulières (Downing et Hill, 1998). Il y a des présences connues de roches komatiitiques au sein du Bouclier de Rugeibat, au niveau de différents dykes birimiens, mais il n'y a pas de komatiites effusives connues.

Les dépôts de chromite podiforme sont d'allure lenticulaire, ou prennent la forme de masses de type pod de chromitite massive à grain grossier, jusqu'à de fines disséminations dans la partie ultramafique la plus basse des complexes d'ophiolites (Duke, 1983, 1996 ; Albers, 1986 ; Singer et al., 1986). Des ensembles tabulaires, en forme de barreau, et irréguliers, sont également observés. Ils se forment dans la partie inférieure de la lithosphère océanique comme dépôts de ségrégation magmatique s'opérant dans des poches allongées le long des marges de plaque en expansion. Ils sont ensuite conservés dans les zones de collision, lorsque des fragments de croûte océanique sont arrachés vers le mélange, au-dessus des zones de subduction. Ils sont donc une caractéristique habituelle des zones d'accrétion au niveau des marges continentales, et marquent, avec les séquences hôtes ophiolitiques, la fermeture des bassins océaniques entre les blocs majeurs de la croûte.

L'ensemble des types de roche présents dans la séquence d'ophiolites est constitué à la base de roches ultramafique tectonisées (principalement de la harzburgite), des accumulations ultramafiques (dunites et harzburgites), des roches non accumulées et accumulées mafiques (gabbros), d'un complexe de dyke basaltique en couches, des laves basaltiques en pillow-lavas, et des roches sédimentaires marines de couverture. On imagine que les tectonites représentent le manteau résiduel, partiellement fondu. De la même manière, le contact avec les accumulations ultramafiques, moins déformées et litées, a été interprété comme la frontière entre le manteau et la croûte océanique (le Moho pétrographique). On imagine aussi que les ensembles de dunite (et de chromitite), en discordance, représentent des intrusions à travers le manteau supérieur et la base de la croûte (Cawthorn et al., 2005). Les dépôts de chromite sont particulièrement fréquents dans la partie supérieure des harzburgites tectonisées, ainsi que les parties inférieures des accumulations ultramafiques, qui sont fréquemment serpentinisées. La plupart des dépôts de chromite podiforme à travers le monde sont d'âge phanérozoïque, avec d'importants exemples aux Philippines (Tertiaire), en Albanie (Jurassique), Turquie (Paléozoïque), et Kazakhstan (Paléozoïque). Quelques exemples protérozoïques sont connus en Égypte et au Soudan (Duke, 1996).

Les dépôts de chromite podiforme sont généralement assez petits, avec des dépôts isolés allant de quelques dizaines à des millions de tonnes, les dépôts plus importants, supérieurs à un million de tonnes, étant rares. Le pod connu le plus important contient environ treize millions de tonnes de chromitite à teneur élevée en aluminium, pour des valeurs de 36,5 % en Cr_2O_3 . Les mines les plus importantes exploitent

généralement un certain nombre de pods, certaines mines produisant à partir d'un nombre de pods de chromitite pouvant aller jusqu'à vingt (Duke, 1996). En termes de dimension, la plupart des ensembles de chromite podiforme sont de 10 à 100 mètres de long. Un grand dépôt serait de 100 à 200 mètres de long, 50 mètres de large, et 10 mètres d'épaisseur.

La chromite est la forme essentielle de minerai, qui, lorsqu'elle est massive, se présente sous la forme d'agrégats pratiquement non minéralisés portant le nom de minerai de chromitite. Les alliages de ferrichromite, magnétite, ruthène-osmium-iridium, ainsi que la laurite, minéral du groupe du platine, sont de possibles minéraux accessoires au sein du minerai. De la même manière, les minéraux de la gangue de chromitite comprennent de l'olivine, de l'orthopyroxène, du clinopyroxène, et du plagioclase. Les minéraux secondaires comprennent la serpentine, la chlorite, la trémolite, le talc, et le carbonate. La chromitite présente une large gamme de textures, de celles clairement liées aux processus magmatiques à celles produites pendant une déformation soit ductile, soit cassante. Le litage est courant, et il est le résultat d'accumulations, d'une gradation modale, ou d'un classement de la taille des grains. Les grains de chromite à texture nodulaire sont fréquents, et peuvent être l'indice de dépôts de chromite podiforme. Ils prennent la forme de nodules de chromite ellipsoïdaux, agrégés de façon peu compacte, et d'un diamètre de 5 à 20 mm, au sein d'une matrice de dunite (Duke, 1996). Les textures produites pendant la déformation comprennent la linéation et la foliation des grains de chromite et d'olivine, étirant, boudinant, et fracturant les grains de chromite, de même que produisant une bréchification et une mylonitisation. Les grains de chromite au sein de la chromitite massive tendent à être observés sous la forme d'une granulation grossière (de 5 à 10 mm), entremêlée et xénomorphe.

La composition chimique de la chromite est variable, en raison du fait que les aiguilles de chrome proviennent en fait d'une solution solide de formule générale $(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}) (\text{Cr}, \text{Al}, \text{Fe}^{3+})_2\text{O}_4$. Les chromites présentes à l'état naturel montrent une vaste gamme de compositions chimiques indicatrices du contexte tectonique, et donc de la sous-catégorie de dépôt. La chromite provenant des dépôts podiformes est pauvre en Fe^{3+} et TiO_2 , et une variation majeure de composition porte sur le niveau de substitution Cr-Al. Le rapport $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$ au sein de la chromite provenant des dépôts de chromite podiforme ne varie pas beaucoup, mais montre une légère corrélation négative avec $\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al})$. La variation de la composition de la chromite au sein des dépôts isolés a été examinée de façon systématique au sein de certains dépôts, et révèle une décroissance vers le haut du rapport de Cr/Fe au sein d'une seule lentille. Une augmentation significative à la fois de Cr/Fe et de Cr/(Cr+Al), corrélées avec l'augmentation de la profondeur du Moho pétrographique, a également été analysée (Duke, 1983). Les dépôts de chromite podiforme sont hautement résistants à l'altération et à l'oxydation. Toutefois, en dépit de cette caractéristique, la découverte d'un nombre significatif de dépôts de chromite podiforme, renfermant des éléments du groupe du platine, a été précédée par la découverte et l'exploitation de dépôts de placers d'éléments du groupe du platine, en aval des dépôts de chromite podiforme. Une description plus complète des dépôts métalliques de chrome, nickel, et du groupe du platine, liés aux roches mafiques à ultramafiques, est présente chez Naldrett (1989).

Les petits complexes intrusifs annulaires ultramafiques représentent une cible exploration supplémentaire en Mauritanie. Bien que connus en Alaska depuis près d'un siècle en raison de leur ressource potentielle en éléments du groupe du platine, du Cr, du Fe, et du Ti (Buddington et Chapin, 1929), ils n'ont pas été reconnus comme une classe distincte d'intrusions avant les années 1960 (Taylor et Noble, 1960; 1969 ; Noble et Taylor, 1960 ; Taylor, 1967 ; Wyllie, 1967 ; Irvine, 1974) lorsque les chercheurs ont délimité un groupe de plus de 35 intrusions au sud-est de l'Alaska, décrit leurs principales caractéristiques, et noté leur similitude avec les complexes mafiques à ultramafiques des montagnes de l'Oural, en Russie –

sources de dépôts de placer d'éléments du groupe du platine de la ceinture de platine de l'Oural (Noble et Taylor, 1960 ; Krause et al., 2007). La présence dans le monde d'intrusions semblables au type Oural/Alaska (en Australie, Canada, Chine, Colombie, Égypte, et Venezuela), dont certaines hébergent des dépôts d'éléments du groupe du platine (par exemple Gabbro Akarem, dans le désert Est, Égypte ; Helmy et Mogessie, 2001), fournissent une source alternative de métaux potentiellement importante, tout à fait essentielle, qui est différente les plus grandes intrusions bien connues litées ultramafiques, qui sont présentes dans les zones cratoniques archéennes-protérozoïques (par exemple les complexes du Bushveld et de Stillwater en Afrique du Sud et aux États-Unis, ou le Grand Dyke du Zimbabwe).

Les caractéristiques essentielles des intrusions annulaires de type Alaska/Oural comprennent leur petite taille (de quelques mètres jusqu'à un maximum de dix kilomètres de dimension visible), et la tendance à être présentes au sein de ceintures de vingt à trente kilomètres de largeur, et des centaines de kilomètres de long. La plupart des ensembles sont formés de clinopyroxénite titanifère à hornblende renfermant de la magnétite, ou de hornblendite. Toutefois, les plus importants peuvent être zonés et peuvent inclure de la chromite (et des éléments du groupe du platine) renfermant des cœurs de dunite entourés de wehrlites, de clinopyroxénites à olivine, de clinopyroxénites, de clinopyroxénites à hornblende, et dans certains cas de gabbros. Les roches renfermant de l'orthopyroxène et du plagioclase sont à l'évidence rares. Les caractéristiques minéralogiques, chimiques, et texturales indiquent qu'elles se sont formées à partir d'un magma d'origine basaltique, par des processus de fractionnement cristallin et de concentration minérale (accumulation), bien qu'un litage important des accumulations ne soit pas fréquent. L'une des hypothèses privilégiées suggère qu'elles proviennent d'une première fusion non fractionnée, dérivée du manteau, telle qu'un basalte hydraté sub-alkalin, fréquent dans des contextes liés à la subduction, tels que des arcs insulaires. La petite taille et la géométrie des intrusions laisse imaginer qu'elles se sont mises en place sous forme de conduits d'alimentation subvolcaniques, de sills, ou de petites chambres magmatiques, à des niveaux relativement superficiels, entre trois et neuf kilomètres. Les contacts extrêmes des ensembles sont généralement nets, pentus, et marqués par des auréoles thermiques (Himmelberg et Loney, 1995). Toutefois, leurs origines précises continuent de faire débat. Leur tendance à être fortement localisées approximativement dans les trente kilomètres de structures majeures de limites géologiques, leur juxtaposition fréquente, et leur confusion avec les ensembles mafiques à ultramafiques au sein des assemblages de la zone d'ophiolite de la suprasubduction adjacente rend souvent difficile la distinction de ces types d'intrusions (Helmy et Mogessie, 2001 ; Krause et al., 2007, 2011). Lorsqu'elle est présente, la minéralisation consiste habituellement en magnétique riche en Ti et V, ainsi qu'en de la chromite, des minéraux du groupe du platine, ou des alliages moins fréquents (Taylor et Noble, 1969 ; Himmelberg et Loney, 1995 ; Foley et al., 1997 ; Helmy et Mogessie, 2001 ; Krause et al., 2007, 2011). Les anomalies positives gravitaires et magnétiques délimitent les parties visibles et souterraines des intrusions (Sutphin et al., 1989 ; Barnes, 1986 ; Brew et al., 1991).

Dans les cas où les intrusions de type Alaska/Oural contiennent de manière avérée des ressources d'éléments du groupe du platine, elle sont présentes au sein des cœurs de dunite sous la forme de platine natif, comme des tellurides à bismuth et des arsenides renfermant des éléments du groupe du platine, ou des alliages Pt-Fe et Pt-Ir associés avec de la chromite (Cabri, 1981). L'érosion de ces intrusions, et la concentration ensuite des éléments du groupe du platine dans des placers, traduit l'association des secteurs de placers d'intérêt économique d'éléments du groupe du platine avec les ceintures intrusives de type Alaska/Oural.

Le potentiel de développement de ressources d'intérêt économique d'éléments du groupe du platine au sein des assemblages de sulfures de Cu et de Ni participant à ces intrusions, est généralement considéré comme improbable en raison du fait qu'elles constituent certainement des systèmes hautement oxydés et de faible teneur en soufre (Himmelberg et Loney, 1995 ; Helmy et Mogessie, 2001 ; Johan, 2002 ; Krause et al., 2007). Les contrôles de la précipitation des éléments du groupe du platine sont liés à la cristallisation concomitante de l'olivine et de la chromite. L'augmentation du niveau d'oxygène libre pendant la cristallisation abaisse la solubilité des éléments du groupe du platine, conduisant à un piégeage des alliages des éléments du groupe du platine avec les grains de chromite au sein des dunités. À la suite de la cristallisation de la plus grande partie de l'olivine et de la chromite, l'orientation du fractionnement des éléments du groupe du platine est largement contrôlée par le soufre libre (fS_2) et la précipitation de sulfures d'éléments du groupe du platine, avec une teneur extrêmement développée en éléments du groupe du platine, intervenant en association avec les roches renfermant de la hornblende, plus tardivement au cours de la séquence de cristallisation des intrusions (Tistl, 1994 ; Foley et al., 1997).

Toutefois, de récents travaux (notamment Oural, Égypte, et Colombie ; Tistl, 1994 ; Helmy et Mogessie, 2001 ; Johan, 2002 ; Krause et al., 2007) ont analysé d'importantes ressources en éléments du groupe du platine en association avec des assemblages renfermant des sulfures dans des phases tardives (ou hydrothermales) d'intrusions zonées, et laissent entendre que cela peut être plus fréquent lorsque les intrusions de type Alaska/Oural contiennent des dépôts d'intérêt économique d'éléments du groupe du platine. Ripley et al. (2005) font l'hypothèse que l'idée répandue selon laquelle les contextes de zone de subduction ont peu de probabilité de produire de grands volumes de magmas mafiques riches en soufre pourrait être une erreur. Ils mettent en avant que les ophiolites, provenant de la zone de suprasubduction, sont associées avec une hypothèse de haut degré de fusion partielle d'un matériau d'angle de manteau, animé de flux de fluides, et que l'interaction de ces magmas avec du soufre, provenant de roches régionales, pourrait initier un environnement favorable à la formation du minerai. Leur observation, montrant que les intrusions de type Alaska/Oural peuvent être des conduits, permettant mouvement de grandes quantités de magma, et à l'origine de la formation des roches volcaniques, au sein des successions volcanosédimentaires en recouvrement, peut très bien correspondre au mécanisme nécessaire à la production et à l'échange des métaux nécessaires à la formation de dépôts d'éléments du groupe du Platine riches en sulfures.

Les intrusions de type Alaska/Oural devraient être très favorables à des cibles d'exploration et à une délimitation par les méthodes géophysiques. Les données gravitaires et magnétiques à haute résolution provenant des autres intrusions mafiques associées avec des ressources d'éléments du groupe du platine (Bushveld, Stillwater) a révélé leur étendue latérale et verticale, et dans certains cas leur zonation (Kleinkopf, 1985 ; Blakely et al., 1985 ; Blakely et Simpson, 1986 ; Viljoen, 1999 ; Cambell, 2011). Lorsqu'elles combinent les présences minérales connues, la cartographie géologique, et les données de mesure à distance, ces données peuvent être utilisées pour prédire les emplacements de dépôts potentiels liés à des intrusions.

Les données aéromagnétiques peuvent être utilisées pour cartographier la répartition des intrusions de type Alaska/Oural, puisque ces complexes tendent à être riches en magnétite. Les données aéromagnétiques fournissent de l'information sur la répartition des minéraux magnétiques, principalement la magnétite. Les propriétés magnétiques d'une roche sont quantifiées par leur susceptibilité magnétique. En général, les roches avec de plus grandes concentrations en magnétite possèdent de grandes susceptibilités magnétiques, et produisent des anomalies magnétiques positives en comparaison d'autres roches à faibles susceptibilités magnétiques. Les roches magmatiques mafiques et ultramafiques tendent à avoir de plus

grandes susceptibilités magnétiques, et à produire de plus fortes anomalies magnétiques positives par rapport aux roches magmatiques felsiques (Clark, 1999). Les caractéristiques apparaissant sur les cartes d'anomalies aéromagnétiques peuvent être utilisées pour prolonger la cartographie des unités lithologiques affleurantes vers la partie souterraine proche.

Plusieurs techniques de traitement peuvent être appliquées aux données magnétiques, de manière à renforcer les caractéristiques géologiques connues. La transformation RTP peut aligner de façon plus précise les anomalies magnétiques avec la géologie les produisant (Baranov et Naudy, 1964 ; Blakely, 1995). La transformation RTP recalcule ainsi les données d'intensité magnétique totale comme si le champ magnétique inducteur avait une inclinaison de 90° , comme cela est le cas au niveau du Pôle Nord magnétique. Cette opération retire la dépendance des données magnétiques avec l'inclinaison magnétique, et minimise donc l'asymétrie de l'anomalie engendrée par l'inclinaison magnétique, de même qu'elle situe les anomalies au-dessus des ensembles géologiques qui les produisent.

Les roches ultramafiques qui subissent un métamorphisme à basse température sont serpentinisées. Pendant de tels processus, les roches ultramafiques sont hydratées et oxydées, ce qui résulte habituellement dans la formation de magnétite. Si la magnétite se forme en concentrations suffisamment importantes, elle apparaîtra comme un point positif très intense sur une carte des anomalies magnétiques RTP, bien que distinguer de telles anomalies de celles produites par les roches ultramafiques proches, si elles sont présentes, est difficile. Les processus géologiques ultérieurs peuvent détruire la magnétite, de même que la serpentine peut se présenter sous la forme d'anomalies magnétiques négatives. Par conséquent, l'interprétation des anomalies magnétiques RTP associées avec les roches ultramafiques et serpentinisées est complexe. 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). Ce signal montre des maxima au-dessus des contrastes de magnétisation, indépendamment du champ magnétique ambiant, et des directions de magnétisation de la source. La carte résultante des anomalies peut être un moyen efficace de cartographier la répartition des roches ultramafiques et serpentinisées.

Les cartes d'anomalies magnétiques peuvent être utilisées pour déduire les unités lithologiques au niveau, et à proximité, de la surface. Les roches magmatiques mafiques et ultramafiques renfermant de la magnétite tendent à avoir des susceptibilités magnétiques plus élevées, et à produire de fortes anomalies magnétiques positives, par comparaison avec les roches magmatiques felsiques (Clark, 1999), rendant de ce fait la capacité à faire la différence entre roches mafiques ou ultramafiques, et roches felsiques, relativement facile. Toutefois, l'utilisation des cartes des anomalies magnétiques pour localiser les roches ultramafiques au sein des roches mafiques est difficile, car les deux peuvent produire des anomalies magnétiques positives. Une manière de distinguer les roches mafiques et ultramafiques est d'utiliser les données d'origine du plan de vol, et de sélectionner les anomalies le long des profils présentant une amplitude et une longueur d'onde caractéristiques. Au cours de ce processus, on fait l'hypothèse que les roches ultramafiques, avec des susceptibilités magnétiques plus élevées, produisent des anomalies magnétiques plus importantes lorsqu'on les compare aux roches mafiques avec des susceptibilités magnétiques plus faibles (Clark, 1999). Le signal analytique calcule le gradient de champ magnétique, et peut être utilisé pour cartographier des changements rapides de champ magnétique (Nabighian, 1972 ; Roest et al., 1992). Les roches ultramafiques ayant une étendue à l'affleurement relativement limitée, telles que celles associées avec des dépôts de chromite podiforme, ou des intrusions de type Alaska/Oural, peuvent produire des changements rapides dans les champs magnétiques observés, rendant le signal analytique utile pour

l'identification de telles roches. La combinaison de la sélection des anomalies magnétiques, du signal analytique, et de la géologie cartographiée, peut être efficace pour localiser les roches ultramafiques.

6 – Potentiel de dépôts de Ni, de Cu, d'éléments du groupe du platine, et de dépôts de Cr au sein des roches ultramafiques de Mauritanie

6.1 – Ceintures mésoarchéennes de greenstones des terrains de Tasiast-Tijirit

L'examen des études du PRISM-I par le BGS (Gunn et al., 2004), pour ce qui concerne les ceintures de greenstones mésoarchéennes du sud-ouest du Bouclier de Rgueïbat, laisse supposer qu'il existe de nombreux indices de successions volcano-sédimentaires dominées par des roches volcaniques mafiques, qui sont favorables aux dépôts de Ni, Cu, et éléments du groupe du platine, associés avec des ensembles ultramafiques serpentinisés, au sein des séquences de roches volcaniques mafiques. Au sein des terrains de Tasiast-Tijirit, sept ceintures distinctes de greenstones devraient être considérées favorables aux dépôts de Ni, Cu, et éléments du groupe du platine, au sein des séquences supracrustales actuellement regroupées au sein du Groupe de Lebzenia. Plus spécifiquement, la Formation de Sebkhet Nich englobe les séquences volcaniques mafiques actuellement connues au sein des ceintures de greenstones, et héberge des présences connues de nickel et d'amiante. Les zones qui sont favorables aux dépôts magmatiques de Cu, Ni (éléments du groupe du platine, Co et Au) comprennent la ceinture sud-ouest de greenstones de Chami, dans la région d'Inkebden, et les présences de Khnefissat, au nord-ouest de la Ceinture de Chami. Une présence d'amiante, au niveau du nord de Knefissat, fournit un indice supplémentaire de la présence d'ensembles favorables de serpentinite au sein de la Formation de Sebkhet Nich. On ne semble pas disposer d'analyses complètes des roches mafiques et ultramafiques favorables au sein des autres ceintures de greenstones mésoarchéennes du sud-ouest du Bouclier de Rgueïbat, qui représentent de ce fait des cibles d'exploration non exploitées.

Le Bouclier de Rgueïbat, au nord-ouest de la Mauritanie est constitué de la partie archéenne visible du Craton Ouest Africain. Une cartographie récente, effectuée par le BGS (Pitfield et al., 2004 ; O'Connor et al., 2005), divise cette partie du Bouclier en deux terrains, séparés une zone de cisaillement majeure arquée, de direction nord nord-est à nord, désignée par le nom de zone de cisaillement de Tacarat-Inemmaudene (Key et al., 2008). Les terrains est de Choum-Rag el Abiod sont avant tout formés de roches métamorphiques à faciès de granulite du Complexe d'Amsaga, aussi anciennes que 3500 Ma. Ces roches sont recoupées par d'importants ensembles granitiques et, de façon moins fréquente, par des ensembles mafiques à ultramafiques d'un âge s'échelonnant de 3 000 à 2 700 Ma. Des fragments conservés plus anciens de matériau de la croûte, et formés de vestiges de greenstones (amphibolites) au sein de gneiss migmatitiques, datent certainement d'environ 3 200 Ma. Cette région est interprétée comme une zone de racine disloquée, et remaniée, d'un assemblage classique de granite-greenstone (Gunn et al., 2004). Les terrains ouest de Tasiast-Tijirit consistent en un assemblage typique de granite-greenstone archéen, visible à des niveaux plus superficiels que les terrains de Choum-Rag el Abiod, et donc ayant beaucoup moins subi de cisaillement et de tectonisation que des roches du même âge vers l'est. Les roches les plus anciennes sont des gneiss tonalitiques, migmatitisés de manière variable, recoupés par des phases granitiques plus jeunes, et sous-jacentes de façon tectonique ou discordante des ceintures de greenstones (Fig. 2).

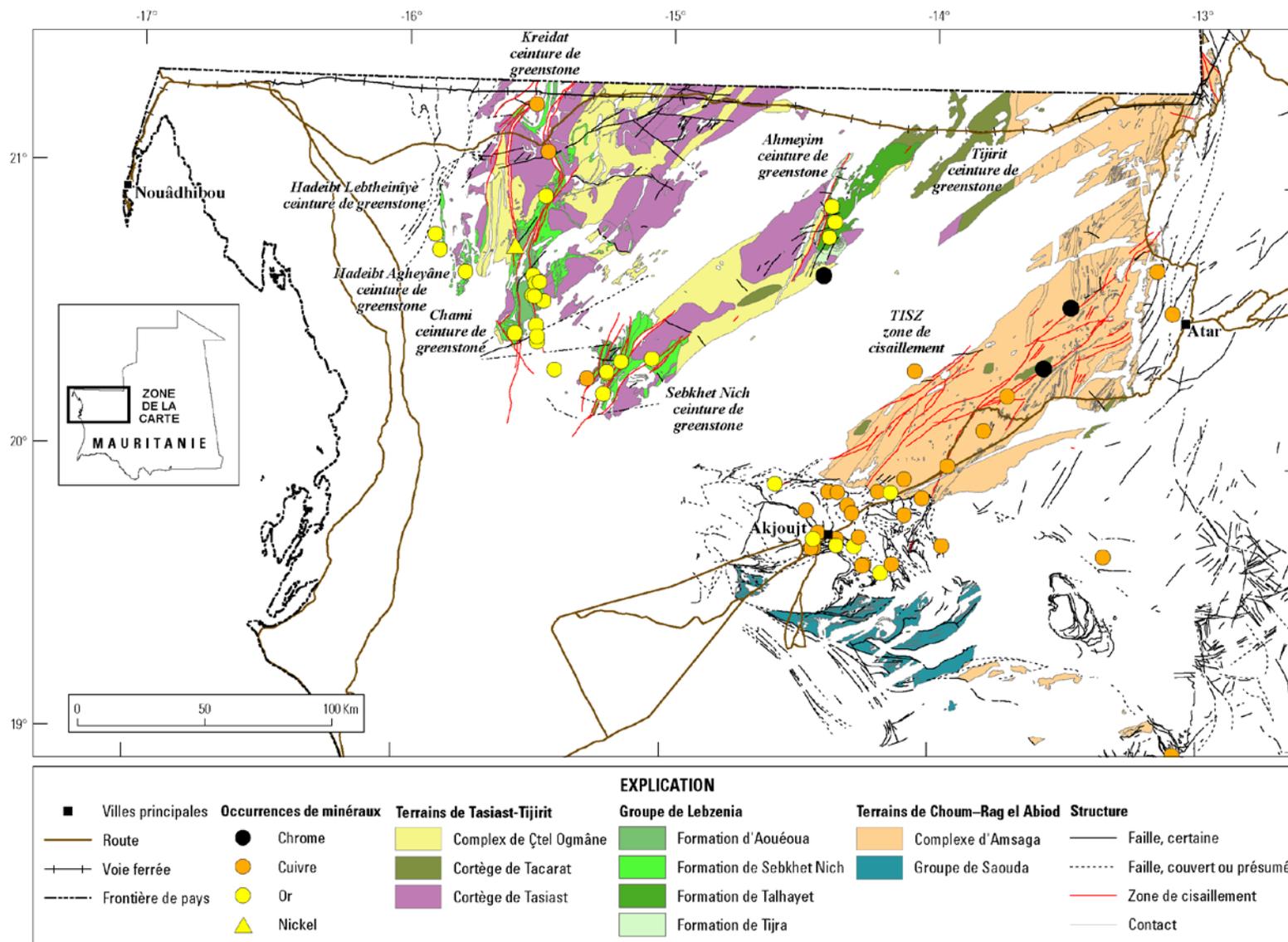


Figure 2. Carte géologique simplifiée du nord-ouest du Bouclier de Rgueibat, présentant les terrains de Choum-Rag el Abiod et de Tasiast-Tijrit. Les principales ceintures de greenstones et les présences minérales examinées dans le texte sont indiquées (d'après Gunn et al., 2004).

Les terrains de Tasiast-Tijirit sont formés de trois groupes lithologiques majeurs : 1) des gneiss migmatitiques, qui sont les roches les plus anciennes de ces terrains, et qui sont sous-jacents des ceintures de greenstones, 2) des lithologies de ceintures de greenstones, et 3) des intrusions de granitoïdes plus jeunes, formées de granites gneissiques, de granodiorites à biotite, et de tonalites (y compris des roches avec une abondante épidote secondaire), aussi bien que de granites à biotite tardifs xénolithiques et leucocrates de la Suite de Tasiast, et de granites gneissiques de la Suite de Tacarat. Les intrusions de la Suite de Tacarat forment aussi des intrusions dans les terrains de Choum-Rag El Abiod. Les roches à faciès de granulite des terrains de Choum-Rag El Abiod ne sont pas présentes au sein des terrains de Tasiast-Tijirit (Pitfield et al., 2004).

Les gneiss migmatitiques sont de manière prédominante formés de gneiss tonalitiques gris, recoupés par quatre générations de veines felsiques, et par un nombre beaucoup moins fréquent de dykes métamafiques. Les dykes métamafiques sont des intrusions relativement tardives, et recoupant la plupart des veines felsiques. Les veines constituent plus de vingt pourcent du volume de roche, et possèdent une histoire complexe de mise en place, marquée par des périodes de cisaillement ductile. Les veines pegmatitiques les plus jeunes (renfermant de la muscovite et de la biotite) sont postérieures aux différents épisodes de cisaillement ductile, mais sont recoupées par des failles cassantes. Les dykes métamafiques ont des caractéristiques curviplanaires allant jusqu'à un mètre d'épaisseur, et peuvent être suivis à travers les affleurements les plus importants sur des dizaines de mètres. Les études géochimiques du BGS sur les gneiss migmatitiques, à la fois des terrains de Tasiast-Tijirit et de Choum-Rag El Abiod, indiquent que les gneiss de Tasiast-Tijirit sont de façon constante plus siliceux, et tracés dans le champ de la rhyolite d'un diagramme TAS, de même qu'ils apparaissent plus fractionnés. Ils sont interprétés comme une croûte d'arc magmatique calco-alkaline, située en dessous de la ceinture de greenstones (Pitfield et al., 2004). Un âge unique de zircon par la méthode U-Pb est approximativement situé à 2 970 Ma (Chardon et al., 1997), et le modèle de datation Nd de 3 050 à 3 100 Ma fournit la seule contrainte en âge sur les roches du socle gneissique (Key et al., 2008).

Les principales ceintures de greenstones au sein des terrains de Tasiast-Tijirit sont dénommées, d'est en ouest : Tijirit, Ahmeyim, Sebkheth Nich, Kreidat, et Chami. Deux plus petites ceintures de greenstones, à l'ouest de la Ceinture de Chami, sont désignées par les noms de Hadeibt Agheyâne et de Hadeibt Lebtheinîyé, et sont regroupées sous le nom de ceintures de greenstones de Lebzenia (Fig. 2). Ces ceintures de greenstones sont formées de façon prédominante de roches métasédimentaires mafiques métavolcaniques, et siliclastiques métamorphosées à des degrés faibles à intermédiaires. Les Formations de fer rubané (FFR) et les roches ultramafiques sont localement fréquentes, alors que les roches métavolcaniques intermédiaires à felsiques sont rares. Les ceintures de greenstones sont localement intensément cisailées, particulièrement le long des contrastes de compétence entre unités lithologiques, et les zones majeures de cisaillement ductile contrôlent à la fois la forme actuelle, et les plis au sein des ceintures.

Les ceintures de greenstones sont caractérisées par des assemblages de minéraux métamorphiques de degré faible ou intermédiaire, dans un ensemble de strates métavolcaniques et métasédimentaires. Des basaltes altérés et des gabbros, incluant des schistes à amphibolite, des roches siliclastiques et des pierres ferreuses rubanées, dominent les différentes ceintures de greenstones. Les roches ultramafiques sont localement fréquentes (par exemple la ceinture de greenstones de Sebkheth Nich). Les quartzites ferrugineux et les pierres ferreuses rubanées sont fréquents au sein de la ceinture de greenstones de Chami, les deux ensembles de greenstones les plus à l'est. Les schistes à actinolite sont très communs à proximité des contacts avec les intrusions, telles que des syénites, des gabbros, et des granites de stade tardif. Les roches

métasédimentaires sont localement recristallisées en schistes à actinolite-chlorite-quartz, et séricite-quartz. Les ceintures sont localement intensément cisillées, avec des zones de cisaillement distinctes suivant de manière préférentielle les lithologies.

Les lithologies des différentes ceintures de greenstones sont regroupées au sein du Groupe Lebzenia. Quatre formations sont reconnues au sein de ce groupe, et incluent la Formation de Talhayet et la Formation de Tijraj, appartenant à la ceinture de greenstones d'Ahmeyim, la Formation d'Aouéoua, appartenant à la ceinture de greenstones de Chami, et la Formation de Sebkhet Nich, provenant de la ceinture de greenstones du même nom. Les Formations de Tijraj et d'Aouéoua sont dominées par des roches métasédimentaires, avec une composante significative felsique à volcanique intermédiaire. Les Formations de Talhayet et de Sebkhet Nich sont caractérisées par des greenstones basaltiques et des roches ultramafiques, avec des couches intrusives synvolcaniques. Au sein de la ceinture de greenstones d'Ahmeyim, la Formation de Tijraj est surmontée par la Formation de Talhayet, et présente un contact de transition, à partir d'un assemblage à dominante sédimentaire, et vers un assemblage à dominante mafique et volcanique. La cartographie du BGS permet de faire l'hypothèse que la Formation de Tijraj a été plissée selon des axes de direction N-O, avant le dépôt de la Formation de Talhayet. Toutefois, il n'existe pas d'interruption évidente dans la séquence apparente de transition. La Formation d'Aouéoua forme le centre synforme, limité par des failles au niveau des ceintures de greenstones contiguës de Chami et de Kreidat, et semblent recouvrir les roches mafiques et ultramafiques de la Formation de Sebkhet Nich. Au sein de la ceinture de greenstones de Sebkhet Nich, la séquence de greenstone est caractérisée par des unités métasédimentaires, surmontées structurellement par des laves métabasaltiques et des couches mafiques, qui sont à leur tour recouvertes par des roches ultramafiques. Cette même association de greenstones borde la Formation d'Aouéoua, au sein des ceintures de greenstone de Chami et de Kreidat, et caractérise également la succession volcanosédimentaire au sein des ceintures de greenstones de Hudeibt Agheyâne et de Hadeibt Lebtheinîyé. Par conséquent, s'il est possible de corréliser les formations de Talhayet et de Sebkhet Nich, la séquence de dépôt la plus probable, faisant l'hypothèse qu'il n'y a pas de charriage ou d'inversion, placerait la Formation de Tijraj au niveau de la base, recouverte par les Formations de Talhayet et de Sebkhet Nich, avec la Formation d'Aouéoua (datée de $2\ 968 \pm 2$ Ma) au sommet (Pitfield et al., 2004).

La reconstruction tectonique par le BGS du sud-ouest du Bouclier de Rgueïbat (Pitfield et al., 2004) laisse supposer que l'amalgamation de deux blocs de croûte composés des terrains ouest de Tasiast-Tijirit, et des terrains est de Choum-Rag el Aboid, s'est déroulée le long de la zone de cisaillement de Tacarat-Inemmaudene (TISZ), une zone de suture ductile de transfert de pression, présentant un déplacement horizontal vers la gauche, ainsi qu'un chevauchement dirigé vers l'est sur son côté est, à environ 2 954 Ma. Il n'y a pas d'indication de la taille des deux blocs de la croûte avant leur accréation. Ils se distinguent par des histoires géologiques divergentes à l'Archéen précoce, avec des roches métamorphiques de plus haut degré, comprenant des couches de gneiss majeures charnockitiques dominant les terrains de Choum-Rag el Abiod, et des gneiss à tonalite migmatitiques constituant la lithologie dominante au sein des terrains de Tasiast-Tijirit. Les caractéristiques géochimiques des gneiss à tonalite laissent imaginer qu'ils représentent un socle d'arc magmatique calco-alcalin, au niveau des successions pétrologiques volcanosédimentaires (ceintures de greenstones), mises en place à environ 2 968 Ma.

La reconstitution des ceintures de greenstones des terrains de Tasiast-Tijirit, permet de faire l'hypothèse que les roches volcanosédimentaires pourraient avoir, à l'origine, formé une carapace plus continue au-dessus du socle gneissique. La ceinture de greenstone la plus importante peut ainsi avoir constitué à l'origine des centres volcaniques, et présente une vaste gamme de lithologies volcaniques, y

compris des éléments volcanoclastiques felsiques. Des études géochimiques des roches effusives basaltiques à intermédiaires révèlent des affinités de T-MORB à E-MORB, suivies par des affinités d'arc liées à une subduction, comprenant la formation d'une ride médio-océanique au niveau du socle des terrains de Tasiast-Tijirit, suivi par le développement d'un contexte d'arc insulaire plus mature. La Formation d'Aouéoua, qui constitue le cœur délimité par des failles des ceintures de greenstones contiguës de Chami et Kriedat, est formée de façon prédominante de roches métasédimentaires, avec des roches volcaniques intermédiaires et felsiques, et est interprétée comme un possible remplissage de bassin volcanosédimentaire transtensionnel (Pitfield et al., 2004). Les modèles de datations au néodyme de 3 050 à 3 600 Ma des roches felsiques, laissent supposer une évolution à partir de matériaux de la croûte plus anciens (Key et al., 2008).

Les contraintes géochronologiques disponibles permettent d'imaginer que le volcanisme a immédiatement précédé la collision des terrains de Choum-Rag El Abiod et de Tasiast-Tijirit. Le volcanisme a pris fin à approximativement 2 965 Ma, et a été suivi de la collision de deux blocs de croûte autour de 2 954 Ma. La mise en place de volumineux plutons tonalitiques à environ 2 920 Ma s'est déroulé dans l'ensemble des terrains ouest, et le cisaillement des deux terrains a débuté après l'amalgame résultant en une importante dislocation des ceintures de greenstones. Les études géochimiques indiquent que les tonalites sont métalumineuses, calco-alcalines, et de nature granitoïdes de type arc magmatique. Par conséquent, l'intégralité du cycle de rift et de la formation d'arc, avec la collision de plaques qui a suivi, ainsi qu'un magmatisme d'arc lié à la subduction, se sont produits sur une période d'environ 50 Ma, vers la fin du Mésoarchéen. Un magmatisme anorogénique, à approximativement 2700 Ma est intervenu dans l'ensemble des deux terrains, et marque la fin de la première période de remaniement de la croûte du sud-ouest du Bouclier de Rgueïbat (Pitfield et al., 2004).

On dispose de très peu d'information concernant la taille ou les origines des deux blocs de croûte avant leur amalgamation le long de la TISZ. Sur la base de différences nettes de composition, et du degré de métamorphisme des deux socles gneissiques juxtaposés, il a été fait l'hypothèse de leur caractère allochtone. La structure gneissique, présentant un pendage vers l'ouest au sein des TISZ, suggère que les terrains de Tasiast-Tijirit ont été mis en place sur, et recouvrent, les terrains de Choum-Rag el Abiod (Pitfield et al., 2004 ; Key et al., 2008). Cela impliquerait une collision continent-continent. Toutefois, il n'existe aucune donnée pour soutenir l'hypothèse qu'une fermeture d'océan est intervenue. Une série de petits ensembles ultramafiques d'origine inconnue, certains étant des dunites faiblement litées, avec des couches d'échelle centimétrique de chromitite, est présente au sein des terrains de Choum-Rag el Abiod, et dans la partie est de la TISZ, mais pas au sein des terrains de Tasiast-Tijirit. Ceci pourrait être interprété comme des vestiges de croûte océanique, si l'on met de côté le fait que les données géophysiques montrent une absence de caractéristiques pouvant indiquer la présence d'ophiolite (rare à l'Archéen) le long de la suture (Finn et Anderson, à paraître). Elles peuvent également représenter une zone de suprasubduction d'intrusions ultramafiques, ou des intrusions annulaires de type Alaska/Oural au-dessus d'une zone de subduction présentant un pendage vers l'est. De la même manière, l'ensemble des données géochimiques disponibles sur les roches volcaniques mafiques au sein des ceintures de greenstones, suggère qu'elles ont évolué à partir d'une source mantellique appauvrie non contaminée, ou légèrement contaminée, avec des roches volcaniques intermédiaires et felsiques montrant des signatures « liées à une subduction ». Aucune des roches volcaniques analysées jusqu'à présent ne présente de géochimie de N-MORB, ou des signatures isotopiques radiogéniques primitives indicatrices de croûte océanique.

La nature de la collision et l'environnement de formation des successions volcanosédimentaires au sein des ceintures de greenstones des terrains de Tasiast-Tijirit ont des implications directes pour les types

de roches ultramafiques devant être présents, et concernant le caractère favorable des successions. L'absence de croûte océanique au niveau des terrains de Tasiast-Tijirit, élimine clairement la possibilité de découvrir des types de groupements de sulfures magmatiques renfermant Cr-Cu-Ni-éléments du groupe du platine, ainsi que des dépôts de chromite podiforme, liés aux ophiolites. La présence de séquences à dominante mafique, en lien avec un volcanisme d'arc insulaire et un début de rift, laisser supposer que les terrains sont favorables aux dépôts hébergés dans des roches ultramafiques, semblables à celles présentes au sein des arcs insulaires, et au sein des zones de rift en suprasubduction, de même que dans des contextes d'arc-arrière. Par conséquent, une future exploration, pour rechercher des dépôts hébergés dans des roches ultramafiques des terrains de Tasiast-Tijirit, devrait s'attendre à trouver soit des dépôts de groupements de sulfure magmatique, soit des dépôts ultramafiques annulaires de type Alaska/Oural, qui sont connus pour être présents au sein des terrains accrétés.

La présence d'autres types de dépôts minéraux au sein des terrains de Tasiast-Tijirit, connus pour être associés avec des dépôts de Cu-Ni-éléments du groupe du platine et Cr-éléments du groupe du platine, au sein de terrains accrétés, est encourageante pour l'exploration (par exemple l'or orogénique). En raison d'un potentiel évident de découverte de dépôts d'or orogénique dans la région (se référer à Goldfarb et al., à paraître), la maturité de l'exploration est relativement élevée par rapport à d'autres régions de Mauritanie. Depuis les années 1990, la région a été explorée par différentes sociétés et agences, à la recherche d'or orogénique et de sulfures de nickel, avec pour résultat la collecte et l'analyse de plus de 18 000 échantillons géochimiques, suivies d'un nombre significatif de forages (se référer à la synthèse de l'exploration dans Gunn et al., 2004). Bien que les ceintures de greenstones des terrains de Tasiast-Tijirit soient considérées comme favorables à la présence de dépôts de sulfures massifs volcanogéniques (SMV) de type bimodal-mafique et possiblement pélitique-mafique. L'absence complète de présences connues de SMV oblige à penser que la probabilité de cette présence est faible. La raison de l'absence de présences connues de SMV n'est pas claire, et peut être partiellement liée à l'absence d'exploration ciblée dans la région (se référer à Taylor et Giles, à paraître a).

Les roches ultramafiques de la région de Tasiast-Tijirit, au sud-ouest du Bouclier de Rgueïbat, au nord-ouest de la Mauritanie, avec un enrichissement potentiel en latérite, ont été étudiées par Dumas (1971) et Muller (1972). Dans cette région, le profil altéré a été observé, et il a été signalé des caractéristiques semblables au profil de latérite à Ni et Co généralisé, décrit ci-dessus, avec un surplus d'empreintes additionnelles, produites par une silice secondaire (Fig. 3). Une différence notable, au niveau des dépôts d'Australie occidentale (WA), est la profondeur du profil altéré. Dans la région de Tasiast-Tijirit, il est approximativement de dix mètres de profondeur, et peut atteindre jusqu'à cent mètres dans l'ouest de l'Australie.

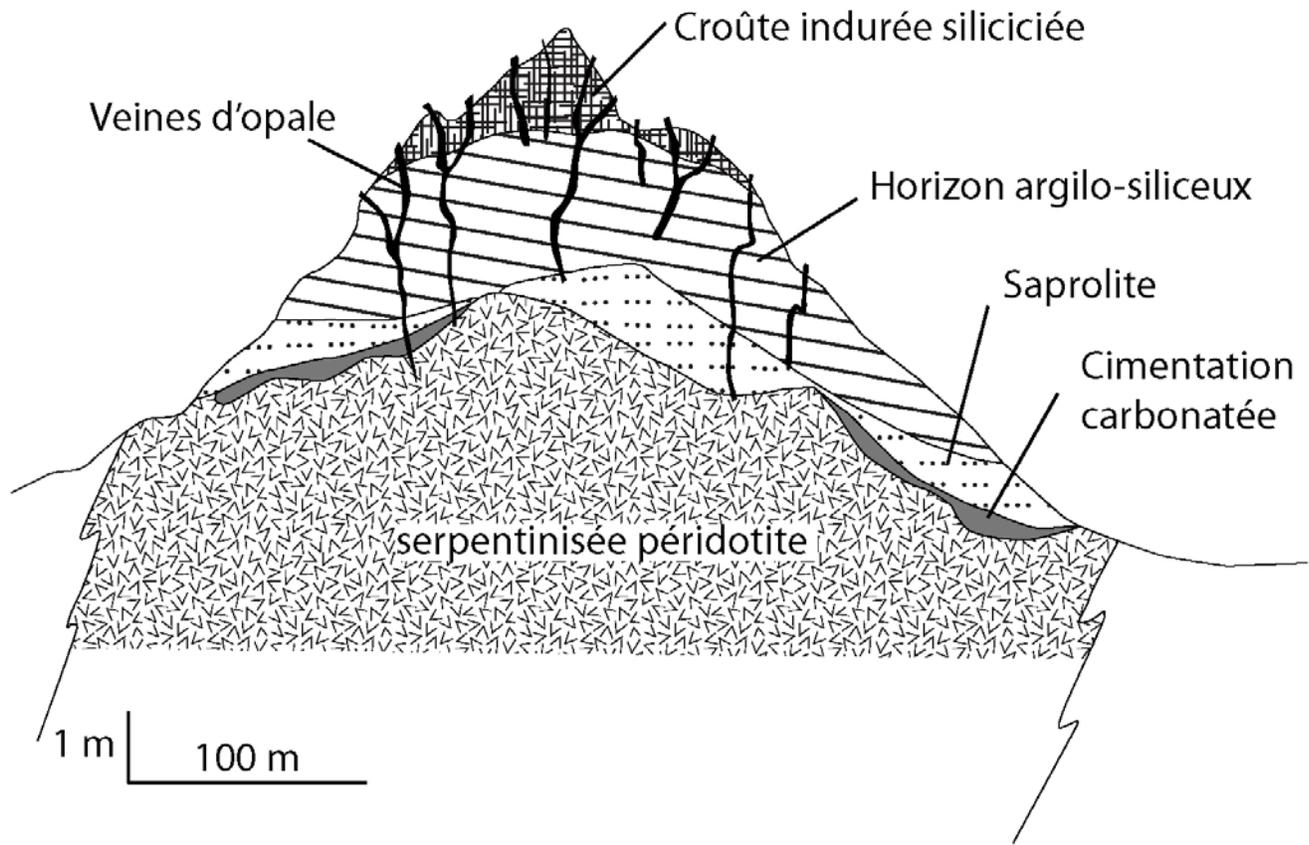


Figure 3. Coupe d'un profil de latérite altérée, provenant de la région de Tasiast-Tijirit, présentant une altération progressive de la roche hôte de péridotite serpentinisée. Modifié d'après Freyssinet (1994).

Les analyses géochimiques conduites par Dumas (1971), sur des échantillons de surface prélevés à travers une latérite siliciifiée, au niveau de la présence d'Inkebden, montre des niveaux élevés de Co et Ni (Fig. 4). Les résultats géochimiques présentés par Dumas (1971) ont été suivis d'un examen plus détaillé de la minéralogie des présences de Kneiffissat et Inkebden par Muller (1972). La base de données des dépôts minéraux de la République Islamique de Mauritanie (Marsh et Anderson, à paraître) présente Kneiffissat (038IND0012) comme une présence de garniérite, qui est une forme de silicate de Mg amorphe et hydraté, répandue au niveau de l'horizon de saprolite de dépôts de latérite à Ni et Co. Muller (1972) a signalé une concentration supérieure à un pourcent de Ni au sein du profil de latérite, au niveau de la présence du Sud d'Inkebden. Il a aussi observé que de nombreux profils altérés de la région étaient recouverts de dolomite, qui ne possède pas de signature de Ni ou d'altération. Cette observation peut indiquer que les séquences pétrographiques récentes, à savoir dans cette région la dolomite, ont recouvert et conservé le profil latéritique, comme c'est le cas du calcaire sous-jacent de Grèce et d'Albanie (se référer à Valetton et al., 1987 ; Economou-Eliopoulos, 2003). Dans cette région, il existe de minces présences hétérogènes d'enrichissement de Ni, pouvant dépasser un pourcent, mais sans dépasser trois mètres d'épaisseur. Ces anomalies de Ni sont des dépôts latéritiques à Ni et Co, plutôt que des présences de sulfures de Ni (Muller, 1972). Ces localisations au sein de la région de Tasiast-Tijirit ouvrent de modestes perspectives de dépôts de latérite à Ni et Co, puisque les roches mères ultramafiques ont été largement altérées, développant des concentrations résiduelles de Ni et Co.

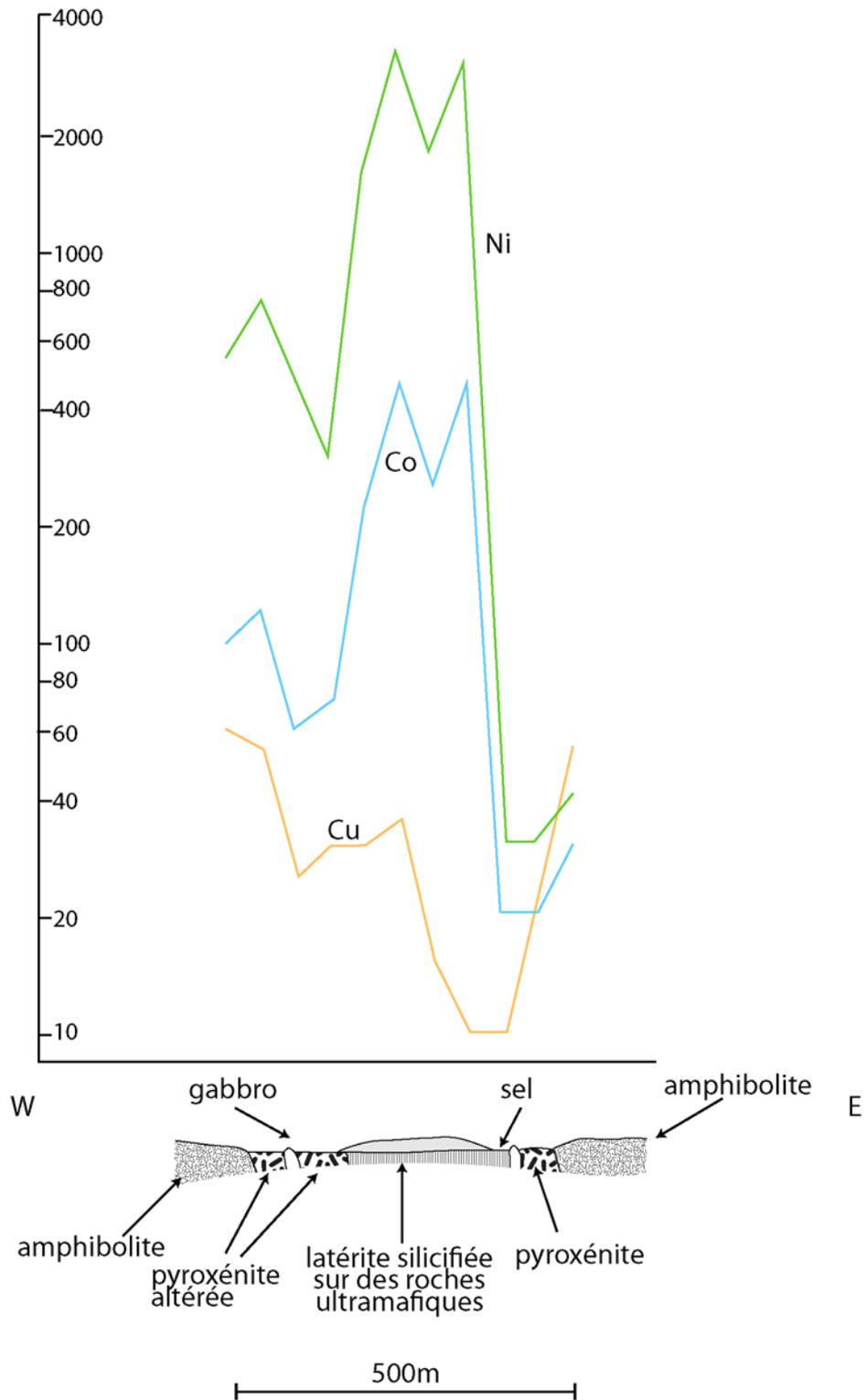


Figure 4. Profil au niveau d'Inkebden, présentant la coupe géologique d'une traversée d'échantillonnage, ainsi que de la géochimie du Ni (en vert), du Co (en bleu), et du Cu (en orange) le long de cette traversée (modifié d'après Dumas, 1971).

Les données aéromagnétiques recueillies dans la région de Tasiast-Tijirit, présentent un motif complexe d'anomalies magnétiques (Fig. 5). La carte des anomalies réduites au pôle (RTP) montre des anomalies linéaires traversantes de direction nord nord-ouest, interprétées comme reflétant des dykes. Des anomalies positives RTP de direction nord nord-ouest sont aussi présentes, et attribuées aux FFR associées avec les ceintures de greenstones (Finn et Anderson, à paraître). Plusieurs larges anomalies RTP positives sont corrélées avec la cartographie de la granodiorite archéenne, le gneiss, et les roches métavolcaniques mafiques de la région. Le signal analytique est dominé par les ceintures de greenstone de direction nord nord-ouest. Les dykes mésozoïques sont également apparents au sein du signal analytique, mais leurs anomalies sont plus discrètes que celles associées aux ceintures de greenstones.

Les régions de Kneiffissat et Inkebden présentent plusieurs valeurs élevées isolées de signal analytique, corrélées avec les schistes à actinolite et les unités de metabasalte (Dumas, 1971 ; Muller, 1972). La région d'Inkebden présente également des valeurs élevées isolées de signal analytique, associées avec les unités cartographiées de métagabbro. Ces valeurs élevées isolées de signal analytique représentent des zones de changement rapide du champ magnétique. De tels changements peuvent être associés avec la production et la conservation de magnétite pendant, et après, la serpentinisation de la roche mère ultramafique. Ces zones sont interprétées comme pouvant héberger des roches mères favorables, pouvant s'altérer pour former des dépôts de latérite à Ni. Par conséquent, les valeurs élevées isolées de signal analytique, particulièrement à proximité des unités de latérites cartographiées, sont favorables aux dépôts latéritiques à Ni.

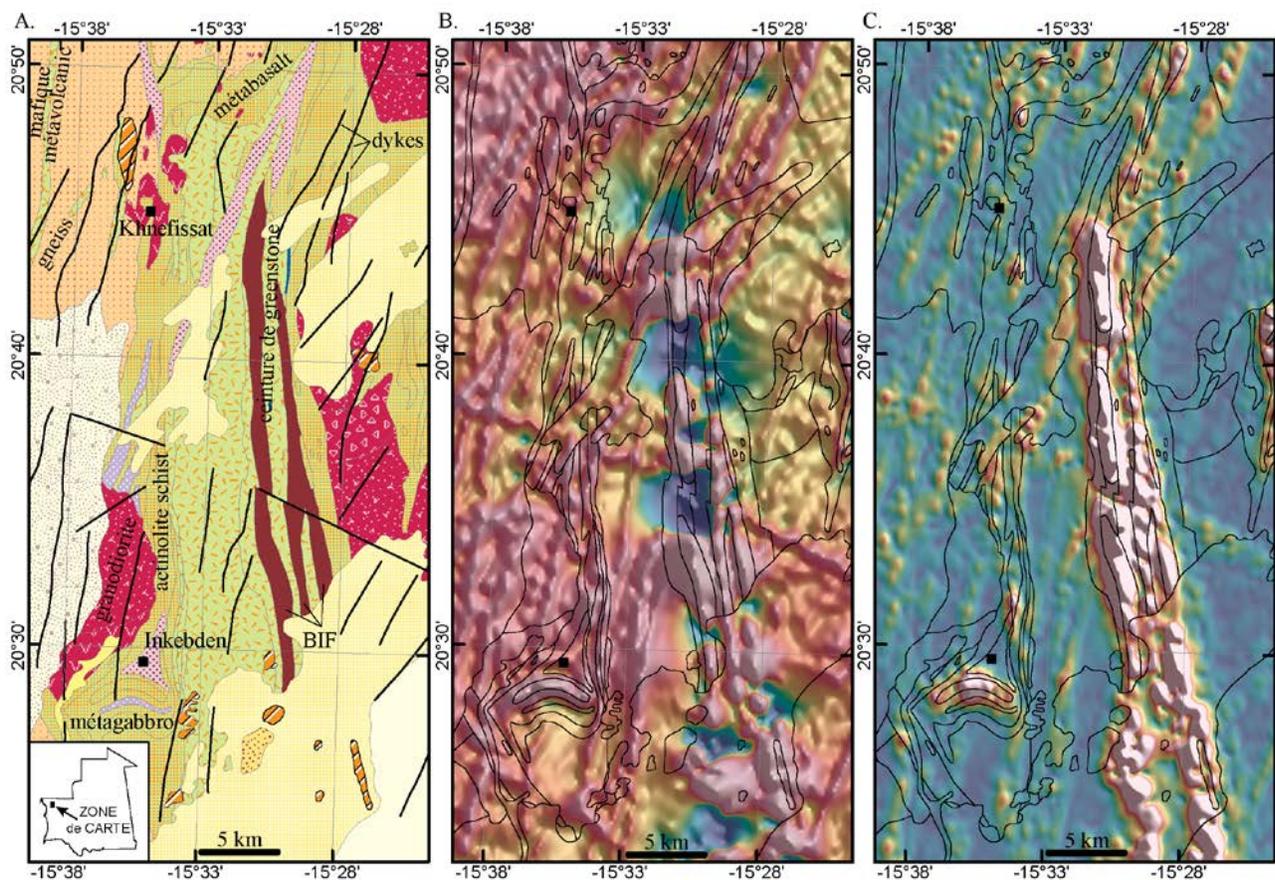


Figure 5. Géologie généralisée, réduite au pôle (RTP), et cartes des signaux analytiques provenant de la région de Tasiast-Tijirit. La présence de latérite à Ni de Kneiffissat et Inkebden est présentée. A) La géologie de la région est formée de

granodiorite, de gneiss, d'éléments métavolcaniques mafiques, de métagabbro, et de FFR. Des dykes, principalement de direction nord nord-est, sont également cartographiés dans la région (lignes noires). B) La carte RTP montre des anomalies magnétiques positives linéaires et traversantes, associées avec les dykes cartographiés. Des anomalies magnétiques positives plus larges sont associées avec des unités de granodiorite et de gneiss. Les anomalies magnétiques positives linéaires nord nord-ouest sont corrélées avec les FFR. Les anomalies positives ou négatives sont présentées respectivement sous la forme de couleurs chaudes et de couleurs froides. C) La carte des signaux analytiques met en valeur la ceinture de greenstone entre les FFR. Sont également indiquées plusieurs anomalies positives de signaux analytiques plus isolées, corrélées avec des unités métavolcaniques mafiques, des schistes à actinolite, et des unités de métagabbro, considérées comme des roches mères favorables aux dépôts de latérite à Ni. Les anomalies positives et négatives des signaux analytiques sont présentées respectivement par des couleurs chaudes et des couleurs froides.

6.2 – Ensembles ultramafiques au sein du Complexe d'Amsaga

Comme décrit ci-dessus, les terrains de Choum-Rag El Abiod sont le socle est, à haut degré de métamorphisme, de la partie sud-ouest mésoarchéenne du Bouclier de Rgueïbat. Les terrains sont caractérisés comme la zone de racine de terrains typiques de granite-greenstone archéens, tels que visibles aux niveaux superficiels des terrains de Tasiast-Tijirit, à l'Ouest (Pitfield et al., 2004). La majorité des terrains de Choum-Rag El Abiod est composée de roches granitiques, de faciès allant d'amphibolite à granulite, du Complexe d'Amsaga, qui ont été remaniées. Un cisaillement ductile est tellement présent que la plupart des affleurements sont en forme de losange, et sont formés de lithologies juxtaposées tectoniquement, migmatisées de façon plus ou moins importante. Un gneiss friable, quartzofeldspathique, renfermant de la biotite, est la lithologie dominante, à l'intérieur de laquelle sont présents de nombreux ensembles, généralement petits et elliptiques, d'amphibolite schisteuse, et dans une moindre mesure des roches carbonatées à biotite finement litées, pouvant représenter des roches cisillées de metabasaltes, pyroxénites, métagabbros, roches calcosilicatées rubanées, FFR, brèches de dunite-carbonates, gneiss charnockitiques, couches d'anorthosite, ainsi que d'autres ensembles ultramafiques non spécifiés. Les losanges isolés des différentes lithologies s'étirent généralement jusqu'à plusieurs centaines de mètres et des dizaines de mètres d'épaisseur (Pitfield et al., 2004). Les unités individualisées cartographiables de mylonite et d'ultramylonite, sont présentes sous la forme de séries de longs et étroits losanges, qui suivent un parcours sinueux jusqu'à la partie centrale et est du Complexe d'Amsaga, à partir du contact de charriage sud, avec les roches néoprotérozoïques en recouvrement du secteur d'Inchiri, à la frontière nord à proximité de Choum. Ces mylonites sont des « structures en fleur » (Pitfield et al., 2004) liées à la TISZ, qui constitue la frontière ouest des terrains.

La majorité des ensembles relativement communs d'amphibolite, de même que nombre des lentilles de biotite-carbonates, sont probablement des vestiges de roches volcaniques d'arc mafique, telles que les greenstones du Groupe de Saouda, présentes à l'extrémité sud des terrains de Choum-Rag el Abiod, ou des roches du Groupe de Lebthenia, au sein des terrains de Tasiast-Tijirit. Toutefois, comme décrit ci-dessus, il existe un certain nombre de petits ensembles ultramafiques d'origine inconnue, certains d'entre eux étant des dunités faiblement litées, avec des lits de chromite d'échelle centimétrique. Les complexes lités décrits par le BGS (Gunn et al., 2004), au sein du Complexe d'Amsaga, représentent une zone potentielle de dépôts de chromite et de Cu-Ni-éléments du groupe du Pt au sein de complexes ultramafiques lités. Deux présences de chromite, au niveau de Guelb el Foulet et de Guelb El Heirich, sont hébergées par de petits complexes tectonisés d'anorthosite, renfermant des lentilles de serpentinite, pyroxénite, anorthosite, et amphibolite, au sein de leptynite à grenat, de schistes hypersthènes (charnockitiques), et de migmatite du Complexe d'Amsaga. Bien que l'amphibolite et les unités ultramafiques aient été cartographiées individuellement par

le BGS, sur la carte à l'échelle 1/200 000^{ème} (Pitfield et al., 2004), au sein du Complexe d'Amsaga, le manque de corrélation des deux présences connues de chromite avec les unités ultramafiques existantes, demande à ce que la totalité du Complexe d'Amsaga soit considérée favorable à ces dépôts. Le rapport du BGS (Gunn et al., 2004) signale que de petits pods de chromitite sont associés avec la totalité de plusieurs types de roches ultramafiques présentes. Il n'y a pas de présence connue de nickel ou d'amiante au sein du Complexe d'Amsaga. La majorité des cinq ou six présences connues de cuivre de la région sont soit d'un environnement incertain, soit associées avec des veines de quartz au sein de paragneiss et de migmatite.

Le rapport du BGS (Gunn et al., 2004) mentionne la présence d'un ensemble massif et homogène de métagabbro, au sein du massif d'Iguilid, dans les terrains est de Choum-Rag el Abiod, qui doivent aussi être considérés favorables à la chromite, ainsi qu'aux Cu-Ni-éléments du groupe du Pt. Le massif d'Iguilid est le plus grand d'une série d'ensembles intrusifs présents au niveau du Complexe d'Amsaga. Il est formé d'un ensemble allongé et arqué, de direction N-S, sous-jacent d'un alignement de grandes collines, et d'un second ensemble plus petit, nord-sud dans la partie est. De plus petits pods de métagabbros sont fréquents, au sein des gneiss mélangés tectoniquement entourant l'intrusion, et l'ensemble des roches métagabbroïques de la région est collectivement dénommé *Suite d'Iguilid*. Les métagabbros sont massifs, équi-granulaires, de grains moyens à grossiers et s'altèrent en des couleurs bleu-gris ou brun. L'ensemble principal est décrit comme possédant peu d'indices de litage, de taille de grains, ou de changement de composition, ainsi que des sulfures magmatiques très épars ou absents. Toutefois, la taille relativement importante des deux principaux ensembles intrusifs (10 x 3 et 7 x 1,2 km respectivement) est significative et analogue aux intrusions gabbroïques massives, comme le Complexe de Duluth, dont on sait qu'il renferme des dépôts significatifs de Cu-Ni-éléments du groupe du Pt. Un âge d'environ 2 730 Ma a été obtenu sur deux intrusions tectoniques tardives de granite post-granulite et de gabbro (Potrel et al., 1998), et le métagabbro d'Iguilid a fourni un âge Sm-Nd de minéral de $2\,706 \pm 54$ Ma (Rocci et al., 1991).

Le massif d'Iguilid est recoupé par des veines et des couches de pegmatite à quartz et feldspaths renfermant de la tourmaline et de la muscovite, semblables à celles observées dans les terrains de Tasiast-Tijirit (Pitfield et al., 2004), et sont marquées par deux présences de béryl, situées aux marges est et ouest de l'intrusion (Gunn et al., 2004 ; Taylor et Giles, à paraître b). Toutefois, il n'existe pas de présences connues de Cu, Ni, Cr ou d'éléments du groupe du Pt associés avec la Suite d'Iguilid. Une équipe de terrain de l'USGS s'est rendue au niveau des marges de l'intrusion principale, pendant une visite de terrain effectué en octobre 2007, pour confirmer les emplacements des présences de pegmatite, mais n'a mené aucun travail sur le massif lui-même (Fig. 6).



Figure 6. Vue le long de la marge du massif de métagabbro d'Iguilid.

La détermination de la nature des ensembles ultramafiques hôtes, au niveau des deux présences de chromitite a des implications pour leur potentiel, et apportera de plus de l'information sur le potentiel des autres ensembles ultramafiques disloqués tectoniquement, au sein des terrains d'Amsaga. Gunn et al. (2004) décrivent la présence de Guelb el Heirich comme une zone de direction nord-est, d'environ 10 kilomètres de long et 500 mètres de large, située environ à vingt kilomètres au sud-ouest de la présence de Guelb el Foulet. Cet emplacement représente une zone de failles et de mylonitisation, dans lequel un complexe très développé d'anorthosite, avec des serpentinites, et des amphibolites associées, s'est mis en place, puis disloqué. Les ensembles d'anorthosite, considérés individuellement, atteignent des dimensions de un kilomètre, et les chromitites sont associées avec l'ensemble des différentes lithologies mafiques et ultramafiques. Les ensembles de chromitite sont généralement beaucoup plus petits, occupant des superficies de quelques centaines de mètres carrés, et sont limités dans leur extension verticale. Vingt-huit forages, allant jusqu'à trente mètres de profondeur, ont recoupé les chromitites, à des profondeurs supérieures à dix mètres dans seulement deux puits (BRGM, 1975). Des analyses géochimiques de 40 échantillons contenaient une moyenne d'environ trente pourcent de Cr_2O_3 , un faible Al_2O_3 , et de faibles rapports Cr/Fe (Gunn et al., 2004).

En octobre 2007, une équipe de terrain de l'USGS a tenté sans succès de localiser la présence de chromitite de Guelb el Heirich. L'affleurement au niveau des coordonnées publiées au sein de la base de données des présences minérales de la République Islamique de Mauritanie (Marsh et Anderson, à paraître) est constitué de roches granitiques mylonitiques et de minces couches d'une amphibolite noire, très finement cristallisée. Aucune roche ultramafique n'était présente aux alentours.

De la même manière que la présence d'El Heirich, Gunn et al. (2004) décrivent la présence de Guelb el Foulet comme un complexe d'anorthosite disloqué, comprenant de nombreux ensembles d'anorthosite, de serpentinites, de pyroxénites, et d'amphibolites, dans une zone d'environ 4 kilomètres de long et 300 mètres de large. Le complexe disloqué est hébergé au sein d'un gneiss quartzofeldspathique faillé et cisailé, renfermant des grenats, à proximité d'un contact faillé avec des gneiss à hypersthène, à l'ouest. Le forage de la zone principale de la présence est une série complexe de pods de chromitite tectonisée, au sein d'une serpentinite s'étant antérieurement formée comme un ensemble de harzburgite (BRGM, 1975). Les chromitites, jusqu'à un mètre d'épaisseur, ont été recoupées avant tout au sein des pyroxénites. Des analyses géochimiques des carottes de forage, à partir de 36 puits, présentent des valeurs de Cr_2O_3 de 30 à 36 pourcent, avec trois échantillons dépassant 40 pourcent. Les échantillons présentaient des valeurs basses en Al_2O_3 , ainsi que de faibles rapports Cr/Fe (Gunn et al., 2004).

L'affleurement, aux coordonnées publiées pour la présence de Cr de Guelb el Foulet, est formé d'une zone de faible élévation, au sein d'un régolithe composé de pyroxénite, d'anorthosite (échantillon CT07RIM-19-2), et d'une chromitite semi-massive (échantillon CT07RIM-19-1). L'emplacement est à environ cinq kilomètres à l'est de l'expression topographique de Guelb el Foulet (Thiam Baidy, communication orale, octobre 2007). Les relations géologiques au niveau de ce site ne sont pas claires, en raison de la médiocre exposition (Fig. 7). Un second site, à environ un kilomètre au nord, est constitué de roches semblables, au niveau d'un affleurement médiocre et de régolithe, autour d'une tête de puits cimentée. L'échantillon CT07RIM-20-1, prélevé à partir de ce site, est formé de chromitite semi-massive, avec des plagioclases (anorthite) interstitiels. Enfin, une colline basse, avec une seconde tête de puits cimentée, se trouve à cent mètres plus au nord. Au niveau de cet emplacement, la lithologie la plus abondante est la pyroxénite renfermant de la chromite, avec des quantités variables de plagioclases. Une quantité mineure de lithologies noritiques, de couleur claire, est présente au niveau de l'affleurement, et comme unités détachées à proximité de la colline. Un litage distinct, d'une échelle centimétrique, est visible sur les échantillons prélevés à la main, et au niveau de l'affleurement, de même qu'un classement des grains de cristaux au sein des différentes couches, laissant imaginer que l'ensemble hôte d'anorthosite-pyroxénite s'est mis en place tardivement, ou après l'épisode tectonique. Des bandes de chromitite semi-massives, de un à deux centimètres d'épaisseur, sont alternées avec de la pyroxénite (échantillon CT07RIM-21-1) et de l'anorthosite (échantillon CT07RIM-21-2). La pyroxénite-anorthosite litée sans chromitite (échantillon CT07RIM-21-3) est également présente au niveau de l'affleurement. Les couches de chromitite, et les roches ultramafiques litées, peuvent être suivies sur approximativement vingt à trente mètres, le long de la crête d'une colline basse, qui est par ailleurs obscurcie par du régolithe.



Figure 7. Vue en direction du nord, au niveau de la présence de chromite de Guelb el Foulet.

En raison de la rareté de l'information concernant de petits ensembles ultramafiques du Complexe d'Amsaga, et l'absence correspondante de données géochimiques de haute qualité, l'ensemble des six échantillons décrits ci-dessus a été analysé pour la géochimie globale de la roche, y compris une suite complète d'éléments du groupe du Pt et l'Au. Le résultat de ces analyses est fourni dans le Tableau 1. Des analyses chimiques pétrographiques et minérales complémentaires (microsonde électronique) ont été réalisées, avec la volonté de connaître l'environnement tectonique de formation de la présence de Cr de Guelb el Foulet. La chimie minérale de la chromite peut fournir des informations sur le contexte tectonique dans lequel les roches mafiques et ultramafiques se sont formées. En tant que membre de la série de solutions solides du groupe des spinelles, la chromite présente une variation subtile dans sa composition en éléments majeurs, donnant la possibilité de distinguer différents types d'intrusions mafiques-ultramafiques hôtes, telles que celles formées au sein des ophiolites, de type Alaska/Oural, ou au sein d'intrusions stratiformes litées. La chromite est un minéral réfractaire qui cristallise tôt à partir du magma, et reste stable dans un grand nombre d'environnements de post-cristallisation (Irvine, 1965, 1967; Roeder, 1994). La présence répandue de la chromite comme minéral accessoire, au sein des roches magmatiques mafiques-ultramafiques, et sa résistance au changement de chimie, au sein des environnements métamorphiques et hydrothermaux, en font un marqueur utile des terrains médiocrement exposés, ou lorsque les relations géologiques ne sont pas claires. Les données de microsonde concernant les chromites de Guelb el Foulet sont présentées dans le Tableau 2, et le résultat des analyses de discrimination tectonique, basées sur ces données, sont décrites ci-dessous.

Tableau 1. Données géochimiques détaillées globales des échantillons de roches des lithologies mafiques-ultramafiques et de chromitites, provenant de la présence de Cr de Guelb el Foulet, ainsi que d'une carrière dans le nord du Complexe d'Amsaga, à proximité de Choum.

		Field No.	CT07RIM19-1	CT07RIM19-2	CT07RIM20-1	CT07RIM21-1	CT07RIM21-2	CT07RIM21-3	CT07RIM24-1	CT07RIM25-1
		Mineral occurrence	Guelb el Foulet	Guelb el Foulet	Guelb el Foulet	Guelb el Foulet	Guelb el Foulet	Guelb el Foulet	SNIM prospect	SNIM quarry
Analytical method	Oxide or element	Lithology	semi-massive chromitite in pyroxenite	norite	chromite-bearing ultramafic	semi-massive chromitite in pyroxenite	banded chromitite-norite	banded norite-pyroxenite	anorthosite	anorthosite
WDXRF	Al2O3	%	22.3	28.9	16.2	15	9.27	1.64		16.2
WDXRF	CaO	%	1.44	13.5	0.08	0.04	0.18	0.22		3.54
WDXRF	Cr2O3	%	31.4	0.02	34.3	25.2	15.5	0.57		<0.01
WDXRF	Fe2O3	%	26.5	2.13	26	23.6	19.7	15		3.41
WDXRF	K2O	%	0.05	0.5	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01		1.16
WDXRF	LOI	%	<0.01	1.76	1.27	4.33	6.94	10.8		0.35
WDXRF	MgO	%	10.3	1.29	12.4	18.7	25.5	35		0.92
WDXRF	MnO	%	0.2	0.02	0.29	0.18	0.08	0.07		0.06
WDXRF	Na2O	%	0.17	3.14	0.05	0.03	0.03	0.02		4.9
WDXRF	P2O5	%	0.01	0.02	<0.01	0.01	0.02	0.07		0.09
WDXRF	SiO2	%	7.49	48.7	10.3	13.5	23.4	36.7		68.6
WDXRF	TiO2	%	0.59	0.14	0.25	0.28	0.18	0.08		0.35
Au-Pt-Pd FA	Au	ppb	4	8	4	1	<1	<1		
Au-Pt-Pd FA	Pt	ppb	245	9	18.3	75.5	44.7	7.9		<1
Au-Pt-Pd FA	Pd	ppb	38	2	21	83	34	4		<0.5
NiS-FA	Pt	ppb	540	< 20	< 170	89	230	< 20		< 20
NiS-FA	Pd	ppb	150	< 20	98	110	140	< 20		< 64
NiS-FA	Ru	ppb	165	< 50	317	331	220	< 50		< 50
NiS-FA	Ir	ppb	92	< 1	53	80	67	2		1
NiS-FA	Os	ppb	< 22	< 10	< 25	55	43	< 10		< 10
NiS-FA	Rh	ppb	60	< 5	29	82	120	< 5		< 5
ICPAES_MS_55	Al	%	11.7	15.3	8.45	7.82	4.87	0.9	9.01	8.02
ICPAES_MS_55	Ca	%	1	9.6	<0.1	<0.1	0.2	0.2	4.7	2.4
ICPAES_MS_55	Fe	%	17.6	1.41	17.3	16	13.3	10.5	5.93	2.39
ICPAES_MS_55	K	%	<0.1	0.5	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.7	1
ICPAES_MS_55	Mg	%	6.32	0.76	7.85	11.5	15.7	21.8	1.64	0.52
ICPAES_MS_55	Mn	%	0.21	0.02	0.28	0.19	0.11	0.05	0.09	0.04
ICPAES_MS_55	P	%	0.02	<0.01	0.01	0.01	0.02	0.03	0.07	0.05
ICPAES_MS_55	Ti	%	0.34	0.08	0.15	0.16	0.1	0.04	0.59	0.19
ICPAES_MS_55	Ag	ppm	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
ICPAES_MS_55	As	ppm	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30
ICPAES_MS_55	Ba	ppm	41.7	193	19.9	180	32	69.5	310	315
ICPAES_MS_55	Be	ppm	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
ICPAES_MS_55	Bi	ppm	0.4	0.1	<0.1	<0.1	0.1	<0.1	<0.1	<0.1
ICPAES_MS_55	Cd	ppm	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2
ICPAES_MS_55	Ce	ppm	1.1	6.1	0.5	1.3	1.2	2.1	65.7	24.2
ICPAES_MS_55	Co	ppm	197	8	270	203	165	118	60.1	8.2
ICPAES_MS_55	Cr	ppm	199000	220	217000	147000	106000	3800	20	<10
ICPAES_MS_55	Cs	ppm	<0.1	0.2	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.1	<0.1
ICPAES_MS_55	Cu	ppm	11	23	7	7	7	<5	33	38
ICPAES_MS_55	Dy	ppm	0.31	0.65	0.08	0.24	0.15	0.24	6.24	1.39
ICPAES_MS_55	Er	ppm	0.33	0.39	0.27	0.27	0.15	0.18	3.44	0.78
ICPAES_MS_55	Eu	ppm	0.07	0.31	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	2.03	0.64
ICPAES_MS_55	Ga	ppm	52	20	34	28	19	2	50	20
ICPAES_MS_55	Gd	ppm	0.28	0.66	0.07	0.29	0.15	0.21	6.49	1.95
ICPAES_MS_55	Ge	ppm	<1	<1	<1	<1	<1	1	3	1
ICPAES_MS_55	Hf	ppm	<1	<1	<1	<1	<1	<1	6	3
ICPAES_MS_55	Ho	ppm	0.05	0.13	<0.05	<0.05	<0.05	0.05	1.11	0.28
ICPAES_MS_55	In	ppm	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2
ICPAES_MS_55	La	ppm	0.6	3.2	0.5	0.6	0.6	1.1	31.3	13.6
ICPAES_MS_55	Li	ppm	<10	<10	<10	<10	<10	<10	20	10
ICPAES_MS_55	Lu	ppm	<0.05	0.06	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	0.57	0.1
ICPAES_MS_55	Mo	ppm	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2
ICPAES_MS_55	Nb	ppm	<1	2	<1	<1	<1	<1	15	4
ICPAES_MS_55	Nd	ppm	0.6	2.5	0.3	1	0.7	1	30.5	10
ICPAES_MS_55	Ni	ppm	1280	29	924	1180	1190	1750	43	26
ICPAES_MS_55	Pb	ppm	23	11	10	<5	<5	<5	10	9
ICPAES_MS_55	Pr	ppm	0.15	0.69	0.08	0.21	0.17	0.27	8.09	2.94
ICPAES_MS_55	Rb	ppm	8.9	11.5	7.1	4.9	4	0.6	7.6	23.7
ICPAES_MS_55	Sb	ppm	<0.1	<0.1	0.2	<0.1	<0.1	<0.1	0.2	<0.1
ICPAES_MS_55	Sc	ppm	13	<5	<5	6	5	8	16	<5
ICPAES_MS_55	Sm	ppm	0.2	0.6	<0.1	0.2	0.1	0.3	6.7	2
ICPAES_MS_55	Sn	ppm	5	1	2	<1	<1	<1	3	<1
ICPAES_MS_55	Sr	ppm	3.4	155	0.5	1.4	6	5.1	267	199
ICPAES_MS_55	Ta	ppm	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	1	1.1
ICPAES_MS_55	Tb	ppm	<0.05	0.12	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	0.98	0.3
ICPAES_MS_55	Th	ppm	<0.1	0.5	0.2	<0.1	<0.1	0.1	0.7	0.4
ICPAES_MS_55	Tl	ppm	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
ICPAES_MS_55	Tm	ppm	<0.05	0.06	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	0.52	0.15
ICPAES_MS_55	U	ppm	0.34	0.39	0.1	0.08	0.1	0.22	0.34	0.29
ICPAES_MS_55	V	ppm	1690	43	882	1020	633	47	151	40
ICPAES_MS_55	W	ppm	<1	<1	<1	1	<1	<1	1	<1
ICPAES_MS_55	Y	ppm	2.3	4.4	1	1.2	0.8	1.5	33.2	9.9
ICPAES_MS_55	Yb	ppm	0.2	0.3	0.1	0.1	<0.1	0.1	3.2	0.8
ICPAES_MS_55	Zn	ppm	1120	7	1340	910	587	65	76	55
ICPAES_MS_55	Zr	ppm	7.8	10.4	4.3	3.6	6.8	8.4	243	123

Tableau 2. Données analytiques à la sonde de Castaing sur une sélection de chromitites non altérées (> 98 pourcent d'oxydes totaux), provenant de la présence de Cr de Guelb el Foulet. Les données sont recalculées sur la base des corrections de Fe²⁺/Fe³⁺ et de Mn obtenues en provenance du site Internet de l'Université Ouverte (consulté en ligne en novembre 2012).

Chromite recalculation including Fe2+/Fe3+ and Mn correction. MnO correction = empirical calculation.																													
	Sample CT07RIM-19-1								Sample CT07RIM-20-1								Sample CT07RIM-21-1						Sample CT07RIM-21-2						
Raw EMPA data	spot2	spot3	spot4	spot10	spot12	spot13	spot14	spot2	spot3	spot7	spot8	spot9	spot12	spot13	spot14	spot17	spot18	spot1	spot2	spot6	spot7	spot16	spot17	spot4	spot10	spot11	spot13	spot14	spot15
Cr2O3	37.66	38.06	37.72	38.19	37.86	38.03	38.33	42.25	45.43	42.51	42.04	42.05	42.62	42.30	42.66	43.76	42.76	39.02	39.07	38.57	39.47	38.27	38.61	37.63	38.14	38.02	38.40	38.57	38.21
Al2O3	25.28	24.95	25.07	25.57	25.04	24.98	24.89	21.02	8.96	21.00	20.97	21.28	20.61	20.57	20.63	19.70	20.84	22.82	23.09	23.06	23.40	23.54	23.45	23.35	22.77	23.30	21.67	21.85	21.76
TiO2	0.40	0.47	0.44	0.35	0.44	0.31	0.48	0.34	0.49	0.32	0.34	0.34	0.39	0.35	0.34	0.35	0.34	0.39	0.38	0.41	0.34	0.36	0.36	0.34	0.41	0.35	0.47	0.43	0.44
FeO	26.77	26.86	26.87	26.72	27.13	26.82	26.44	24.68	36.45	24.81	24.92	24.78	25.00	25.18	25.00	25.90	25.20	24.87	25.16	25.79	24.62	24.33	25.00	26.83	27.58	27.20	28.29	28.23	28.19
MgO	8.78	8.52	8.62	8.77	8.41	8.67	8.86	9.78	5.59	9.78	9.74	9.83	9.53	9.53	9.46	8.77	9.53	10.30	10.19	9.76	10.77	10.81	10.28	9.60	9.11	9.28	8.66	8.89	8.69
MnO	0.30	0.32	0.30	0.31	0.32	0.32	0.30	0.30	0.49	0.30	0.32	0.31	0.29	0.30	0.30	0.33	0.27	0.32	0.29	0.28	0.34	0.29	0.28	0.31	0.28	0.28	0.32	0.34	0.30
NiO	0.14	0.20	0.18	0.20	0.20	0.18	0.21	0.13	0.20	0.14	0.11	0.12	0.12	0.12	0.16	0.10	0.12	0.10	0.09	0.07	0.13	0.10	0.09	0.10	0.11	0.09	0.11	0.11	0.10
Total	99.33	99.38	99.18	100.12	99.39	99.32	99.51	98.50	97.61	98.85	98.45	98.71	98.57	98.35	98.55	98.92	99.06	97.82	98.27	97.93	99.06	97.70	98.08	98.17	98.39	98.52	97.92	98.43	97.70
MnO corrected	0.15	0.16	0.15	0.16	0.17	0.17	0.15	0.13	0.31	0.13	0.15	0.14	0.12	0.13	0.13	0.15	0.10	0.17	0.13	0.12	0.18	0.14	0.12	0.16	0.12	0.13	0.16	0.19	0.15
Total	99.18	99.23	99.03	99.96	99.24	99.17	99.36	98.33	97.43	98.68	98.28	98.54	98.40	98.18	98.38	98.74	98.89	97.67	98.11	97.78	98.91	97.55	97.93	98.02	98.24	98.37	97.77	98.28	97.54
Corrected Analysis																													
Cr2O3	37.66	38.06	37.72	38.19	37.86	38.03	38.33	42.25	45.43	42.51	42.04	42.05	42.62	42.30	42.66	43.76	42.76	39.02	39.07	38.57	39.47	38.27	38.61	37.63	38.14	38.02	38.40	38.57	38.21
Al2O3	25.28	24.95	25.07	25.57	25.04	24.98	24.89	21.02	8.96	21.00	20.97	21.28	20.61	20.57	20.63	19.70	20.84	22.82	23.09	23.06	23.40	23.54	23.45	23.35	22.77	23.30	21.67	21.85	21.76
TiO2	0.40	0.47	0.44	0.35	0.44	0.31	0.48	0.34	0.49	0.32	0.34	0.34	0.39	0.35	0.34	0.35	0.34	0.39	0.38	0.41	0.34	0.36	0.36	0.34	0.41	0.35	0.47	0.43	0.44
FeO	22.58	22.93	22.75	22.77	23.09	22.58	22.46	20.10	24.82	20.20	20.15	20.14	20.51	20.40	20.52	21.57	20.68	19.46	19.86	20.45	19.14	18.76	19.69	20.74	21.56	21.36	21.94	21.74	21.84
Fe2O3	4.66	4.36	4.58	4.38	4.49	4.72	4.42	5.09	12.93	5.12	5.31	5.15	5.00	5.31	4.98	4.82	5.02	6.01	5.90	5.93	6.09	6.18	5.91	6.77	6.69	6.49	7.05	7.22	7.06
MgO	8.78	8.52	8.62	8.77	8.41	8.67	8.86	9.78	5.59	9.78	9.74	9.83	9.53	9.53	9.46	8.77	9.53	10.30	10.19	9.76	10.77	10.81	10.28	9.60	9.11	9.28	8.66	8.89	8.69
MnO	0.15	0.16	0.15	0.16	0.17	0.17	0.15	0.13	0.31	0.13	0.15	0.14	0.12	0.13	0.13	0.15	0.10	0.17	0.13	0.12	0.18	0.14	0.12	0.16	0.12	0.13	0.16	0.19	0.15
NiO	0.14	0.20	0.18	0.20	0.20	0.18	0.21	0.13	0.20	0.14	0.11	0.12	0.12	0.12	0.16	0.10	0.12	0.10	0.09	0.07	0.13	0.10	0.09	0.10	0.11	0.09	0.11	0.11	0.10
Total	99.65	99.66	99.49	100.40	99.69	99.64	99.80	98.84	98.73	99.20	98.82	99.06	98.90	98.71	98.88	99.22	99.39	98.27	98.70	98.37	99.52	98.17	98.52	98.70	98.91	99.02	98.47	99.00	98.25
Formula units based on 32 oxygens and Fe2+/Fe3+ assuming full site occupancy																													
Cr	7.47	7.58	7.51	7.52	7.54	7.56	7.61	8.54	10.01	8.57	8.50	8.47	8.64	8.59	8.65	8.92	8.62	7.84	7.82	7.76	7.81	7.65	7.72	7.56	7.69	7.63	7.83	7.81	7.80
Al	7.48	7.41	7.44	7.51	7.43	7.41	7.36	6.33	2.95	6.31	6.33	6.39	6.23	6.23	6.24	5.99	6.27	6.84	6.89	6.92	6.90	7.01	6.99	6.99	6.84	6.97	6.59	6.60	6.62
Ti	0.08	0.09	0.08	0.07	0.08	0.06	0.09	0.07	0.10	0.06	0.07	0.07	0.08	0.07	0.07	0.07	0.07	0.08	0.07	0.08	0.06	0.07	0.07	0.07	0.08	0.07	0.09	0.08	0.08
Fe3+	0.88	0.83	0.87	0.82	0.85	0.89	0.84	0.98	2.71	0.98	1.02	0.99	0.96	1.03	0.96	0.93	0.96	1.15	1.12	1.14	1.15	1.18	1.12	1.29	1.28	1.24	1.37	1.39	1.37
Fe2+	4.75	4.84	4.80	4.76	4.87	4.76	4.73	4.31	5.91	4.32	4.33	4.31	4.41	4.40	4.42	4.67	4.43	4.16	4.22	4.37	4.02	3.99	4.19	4.43	4.62	4.56	4.76	4.69	4.75
Mg	3.29	3.20	3.24	3.26	3.15	3.25	3.32	3.73	2.32	3.71	3.72	3.73	3.64	3.65	3.62	3.37	3.62	3.90	3.84	3.70	4.02	4.07	3.88	3.63	3.46	3.51	3.33	3.39	3.34
Mn	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04	0.04	0.03	0.03	0.07	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02	0.04	0.03	0.03	0.04	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04	0.04	0.03
Ni	0.03	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.03	0.05	0.03	0.02	0.02	0.03	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
Total	24.01	24.01	24.01	24.01	24.01	24.01	24.01	24.02	24.12	24.02	24.02	24.02	24.01	24.02	24.01	24.01	24.01	24.02	24.02	24.02	24.02	24.02	24.02	24.03	24.03	24.02	24.03	24.03	24.03
100Cr/(Cr+Al)	49.97	50.57	50.22	50.03	50.35	50.52	50.81	57.41	77.27	57.58	57.34	56.99	58.09	57.97	58.09	59.83	57.92	53.42	53.16	52.87	53.08	52.16	52.48	51.93	52.90	52.25	54.30	54.21	54.08
100Mg/(Mg+Fe2+)	40.87	39.78	40.24	40.65	39.29	40.55	41.23	46.35	28.22	46.21	46.19	46.43	45.21	45.34	45.02	41.95	45.01	48.43	47.64	45.84	49.95	50.53	48.09	45.04	42.81	43.51	41.14	42.00	41.34

Les nouvelles données géochimiques globales de roches, provenant de Guelb el Foulet, confirment la teneur modérément basse en Cr des chromitites au sein des carottes, notée par le BRGM (1975). Deux échantillons analysés par l'USGS (Tableau 1) contiennent respectivement environ 34 et 31 pourcent de Cr_2O_3 . Les teneurs en Al_2O_3 sont modérément élevées, à un niveau d'environ 22 et 16 pourcent, avec des niveaux de rapports Cr/Al correspondants modérés. Les teneurs en SiO_2 sont dans un intervalle de pourcentages, indiquant que les échantillons contiennent des quantités appréciables de minéraux silicatés, en plus de la chromite. Les quatre échantillons renfermant de la chromite contiennent des valeurs totales d'éléments du groupe du Pt + Au, entre environ 598 et 1 022 ppb, avec des valeurs maximums de 540 ppb de Pt, 150 ppb de Pd, et 8 ppb d' Au, au sein des échantillons pris individuellement. Bien que ces valeurs soient des centaines de ppb plus élevées, en total des éléments du groupe du Pt + Au, que les valeurs moyennes analysées au niveau des exemples mondiaux de chromitite podiforme, et semblables ou inférieures aux valeurs des chromitites de type Alaska/Oural (Crocket, 1981 ; Economou-Eliopoulos, 1996; Zaccarini et al., 2008; Ahmed et al., 2009), elles sont très inférieures aux valeurs de l'ordre du ppm à des dizaines de ppm, contenues dans les minerais de chromitite renfermant des éléments du groupe du Pt en cours d'exploitation à travers le monde, au niveau de complexes stratiformes mafiques-ultramafiques, tels que les complexes du Bushveld et de Stillwater (Page et al., 1976 ; McLaren et De Villiers, 1982 ; Lee et Parry, 1988 ; Maier et Barnes, 2008) et de plusieurs exemples connus de dépôts enrichis en éléments du groupe du Pt, au sein de complexes ophiolitiques (Tsoupas et Economou-Eliopoulos, 2008 ; Evans et al., 2011).

Les données pétrographiques provenant des lames minces de cinq échantillons, prélevés au niveau de la présence de Guelb el Foulet, montrent que la minéralogie primaire est constituée presque entièrement de pyroxène (augite), de plagioclase (andésine), et de chromite (Fig. 8), avec de la biotite et de l'amphibole mineures. Aucune olivine ou aucun orthopyroxène n'a été observé en lame mince, ou révélé par une analyse à la microsonde de Castaing, indiquant que les échantillons sont des gabbros, des anorthosites, et des chromitites semi-massives. L'altération à la fois des minéraux silicatés interstitiels et des grains de chromite est variable, avec une saussurisation de mineure à presque complète des plagioclases, et la formation d'amphiboles à grains fins autour des grains de pyroxène. En général, les grains de chromite sont relativement non altérés à modérément altérés, et présentent des craquelures typiques de grains équants (Fig. 9). Lorsque l'altération de chromite est présente, la ferrite-chromite apparaît sous la forme de bordures gris sombre, le long du bord des grains et des craquelures (Fig. 10).

Les données d'analyse à la microsonde de Castaing de 29 emplacements analytiques des grains de chromite, au niveau de quatre coupes en lame mince d'échantillons renfermant de la chromite provenant de Guelb El Foulet, sont présentées dans le Tableau 2. L'ensemble des échantillons a été analysé au sein du laboratoire d'analyse par microfaisceau de l'USGS, à Denver, avec une microsonde électronique JEOL JXA 8900, et l'ensemble des échantillons a été au préalable enveloppé de carbone. La spectroscopie à dispersion de longueur d'onde (WDS) a été utilisée pour l'ensemble des analyses quantitatives. Les paramètres choisis étaient de 5 kV et de 20 nA pour l'ensemble des chromites et des silicates, avec un diamètre moyen de faisceau de dix microns (μm), et un faisceau concentré. Les normes standards et simplifiées ont été appliquées, et un décompte de temps de vingt secondes a été utilisé.

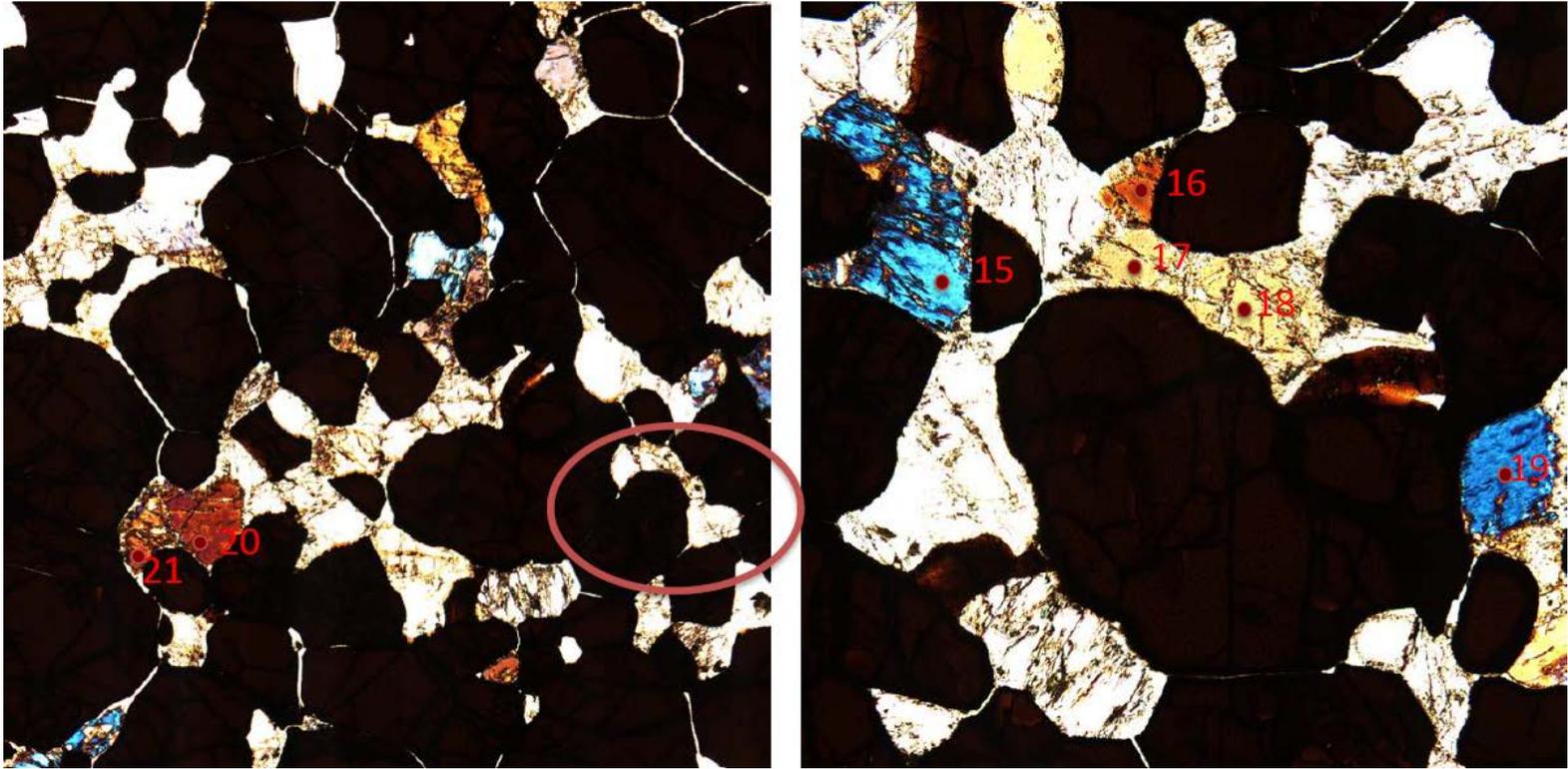


Figure 8. Photographie au microscope d'une lame mince de l'échantillon CT07RIM-19-1, avec des objectifs grossissant 5x (image de gauche) et 10x (image de droite) en lumière polarisée plane. Les points rouges numérotés indiquent les sites EMPA. Les deux images montrent de grands grains noirs de chromite, avec du pyroxène et des plagioclases interstitiels. La zone entourée d'un cercle montre des pyroxènes en bâtonnets en position interstitielle par rapport à la chromite.

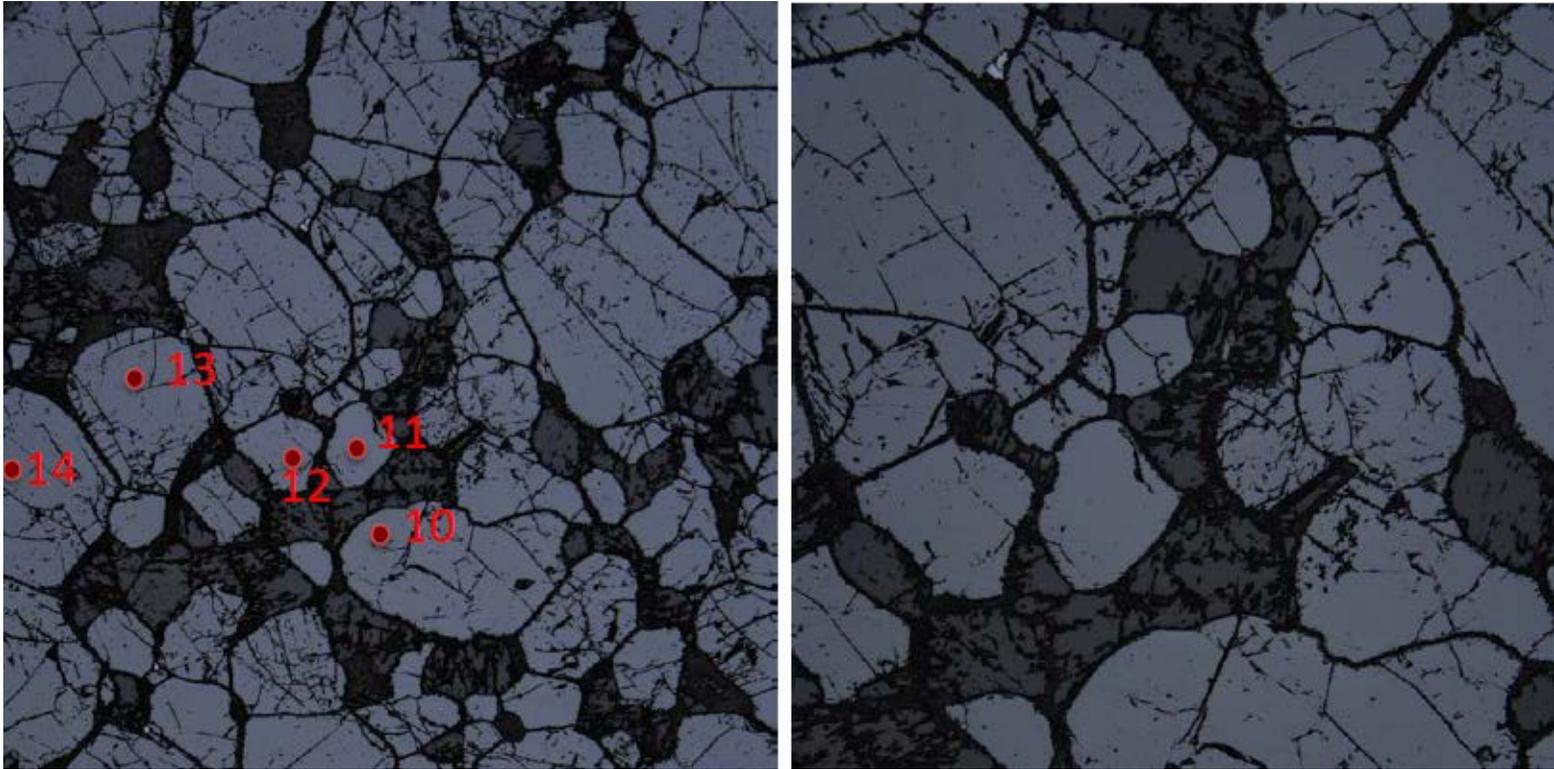


Figure 9. Photographie au microscope d'une lame mince de l'échantillon CT07RIM-19-1, avec des objectifs grossissant 5x (image de gauche) et 10x (image de droite) en lumière réfléchie. Les points rouges numérotés indiquent les sites EMPA. Les deux images montrent des grains relativement non altérés de chromite gris clair, avec du pyroxène et des plagioclases interstitiels gris sombre. De petits grains opaques présentent un aspect gris-blanchâtre lumineux.

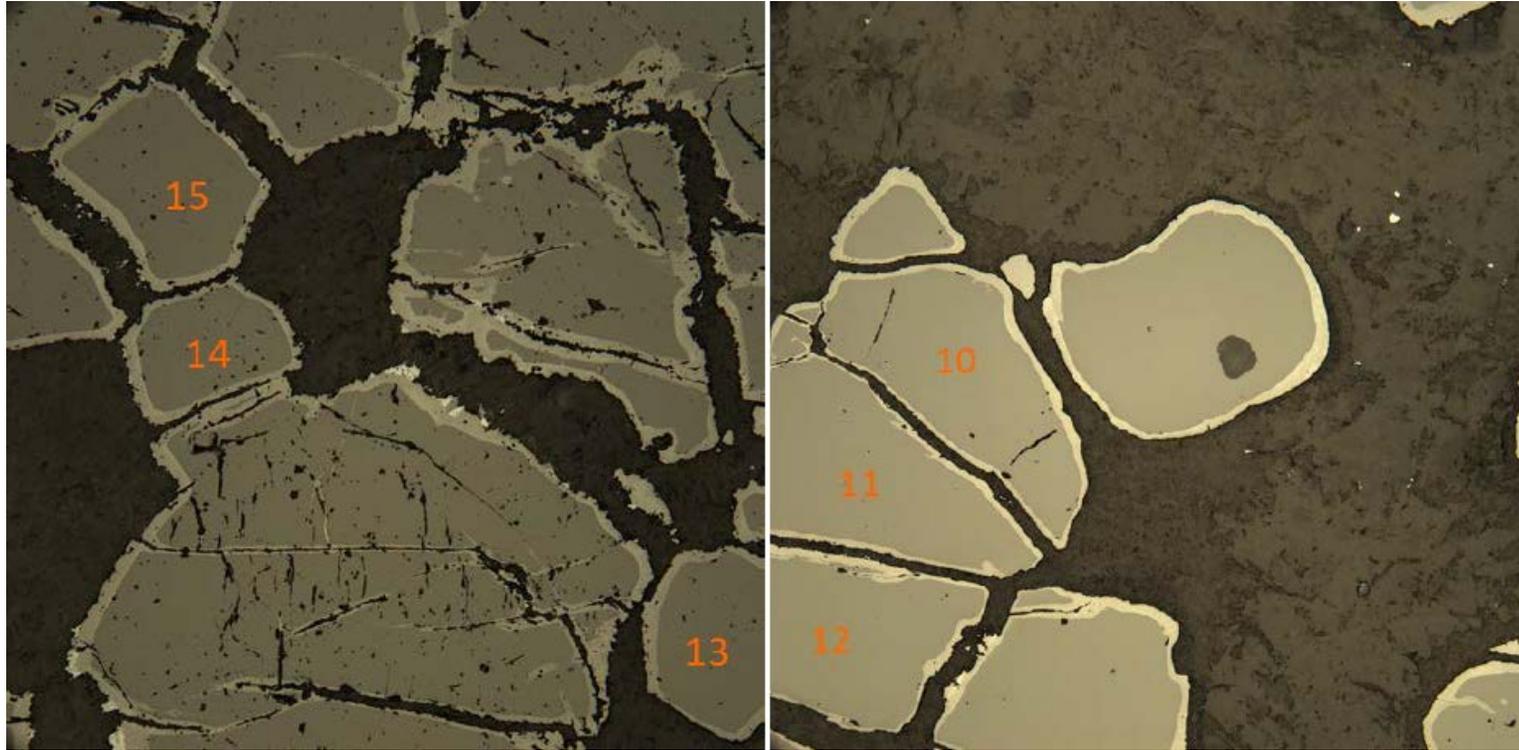


Figure 10. Photographie au microscope d'une lame mince de l'échantillon CT07RIM-21-1, avec un objectif grossissant 10x en lumière réfléchie. Les nombres indiquent les sites EMPA. Les deux images montrent des grains relativement non altérés de chromite grise, avec du pyroxène et des plagioclases interstitiels gris sombre. Des bordures d'altération distinctive gris clair de ferrite-chromite sont présentes, autour de l'ensemble des grains, et le long des craquelures du milieu des grains.

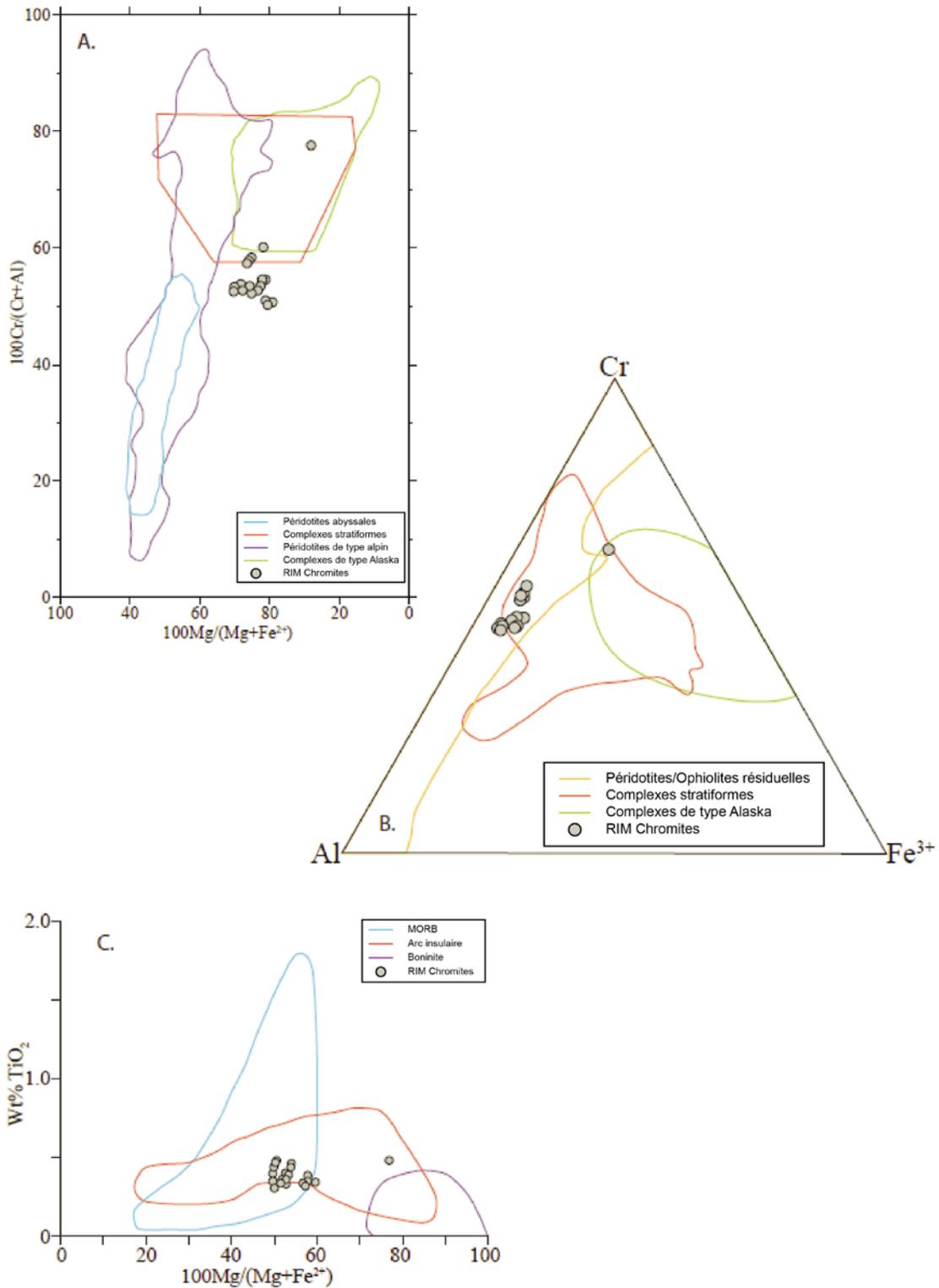


Figure 11. Données d'analyse tectonique discriminante à la microsonde de Castaing, provenant de chromites de la présence de Guelb El Foulet. A. Diagramme de $(\text{Cr} \cdot 100)/(\text{Cr} + \text{Al})$ par rapport à $(\text{Mg} \cdot 100)/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$. B. Diagramme ternaire de Fe^{3+} , Al, et de Cr. C. Diagramme de TiO_2 par rapport à $(100 \cdot \text{Cr})/(\text{Cr} + \text{Al})$. Les champs de composition et les contextes tectoniques sont tirés de Jan et Windley (1990), Arai (1992), ainsi que d'Arif et Jan (2006).

La Figure 11 montre ces données reportées au sein des diagrammes de marqueurs tectoniques, conçus à l'origine à partir des travaux d'Irvine (1965, 1967) et de Roeder (1994). Les champs spécifiques au sein des diagrammes sont repris de Jan et Windley (1990), Arai (1992), ainsi que des travaux d'Arif et Jan (2006). Sur chacun des trois tracés de la Figure 11, les données de chromite forment un regroupement relativement étroit, avec une des analyses apparaissant très à l'écart du reste des données. Les raisons de ce phénomène ne sont pas très claires, mais nous imaginons toutefois que le point de données est anormal, en raison d'une altération, ou peut-être mélangé à une minéralogie autre que la chromite.

Au niveau du tracé $100\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$ par rapport à $100\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al})$ (Fig. 11A), le regroupement des points de données apparaît nettement en dehors des champs de l'ophiolite (péridotites abyssales et alpines), et juste en dessous, et en recouvrement, du champ des complexes stratiformes mafiques-ultramafiques. Au niveau du diagramme ternaire $\text{Al}-\text{Fe}^{3+}-\text{Cr}$ (Fig. 11B), le groupement de données recouvre les champs des ophiolites et des complexes stratiformes, et apparaît très à l'écart du champ des complexes de type Alaska/Oural. Au niveau du graphique $100\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$ par rapport à TiO_2 (Fig. 11C), le groupement de données recouvre les champs de composition du MORB et des roches d'arc insulaire, et apparaît très à l'écart du champ des boninites. Nous en concluons donc, sur la base des relations géologiques décrites ci-dessus, de la combinaison des environnements tectoniques, et des champs de composition indiqués par les diagrammes à trois dimensions de la Figure 11, que la présence de Guelb El Foulet doit être située avec le plus de justesse comme étant le vestige tectonisé d'un complexe stratiforme mafique-ultramafique. Cela est cohérent avec les textures post-métamorphiques, et de roches relativement intactes, observées au niveau de l'affleurement, et sur les échantillons prélevés à la main, au niveau de la présence. Nous faisons l'hypothèse que les roches hôtes au niveau de Guelb El Foulet appartiennent à la suite d'environ 2 730 Ma des granites anorogéniques, des gabbros, et des anorthosites au sein des terrains de Tasiast-Tijirit et Choum-Rag El Abiod, tels que le gabbro d'Iguilid et le Grand Dyke d'Ahmeyim. Nous excluons avec confiance la possibilité que la présence puisse être de type Alaska/Oural, sur la base des diagrammes de distinction du tectonisme, le manque de caractéristiques géochimiques de la boninite, et la présence de grandes quantités d'anorthosite, qui serait rare pour des intrusions de type Alaska/Oural. L'élimination de l'origine ophiolitique est moins certaine, en raison de certains recouvrements de données au niveau des diagrammes de discrimination. Toutefois, nous remarquons que si l'origine ophiolitique constitue une hypothèse, l'intrusion se serait mise en place pendant une collision des terrains de Tasiast-Tijirit et de Choum-Rag El Abiod, aux environs d'approximativement 2 954 Ma. Les roches hôtes de Guelb El Foulet auraient alors été soumises à une intense déformation plastique, et le métamorphisme à faciès de granulite a montré des roches plus anciennes, correspondant aux terrains de Choum-Rag El Abiod, le long de la TISZ. En outre, l'examen des données géophysiques de la TISZ, et des terrains d'Amsaga, permet de faire l'hypothèse qu'il n'existe pas d'anomalies magnétiques et gravitaires correspondantes pouvant suggérer la présence, soit d'une séquence d'ophiolites significative, soit d'un important complexe lité mafique-ultramafique (Finn et Anderson, à paraître). Toutefois, l'imagerie aéromagnétique de la région de Guelb El Foulet (Fig. 12) montre bien l'existence d'un ensemble relativement large d'anorthosite, situé sous la couverture, juste à l'ouest de la présence. Cela suggère que d'autres ensembles d'anorthosite, au sein du Complexe d'Amsaga, puissent être associés à un litage de gabbro, et puissent représenter des cibles d'exploration pour des dépôts d'accumulation de Cr-éléments du groupe du Pt ou Ni-Cu-éléments du groupe du Pt.

Les données aéromagnétiques, mesurées le long de lignes de survol, espacées de 500 mètres au-dessus du Complexe d'Amsaga, montrent des motifs complexes d'anomalies magnétiques (Fig. 12). La carte RTP montre de larges anomalies magnétiques positives, associées avec du gneiss à charnockite, en opposition avec les anomalies magnétiques négatives associées avec le gneiss quartzofeldspathique à grenat.

Les anomalies magnétiques positives linéaires, de direction nord-est, sont en corrélation avec les FFR et les unités d'amphibolites cartographiées, alors qu'une anomalie magnétique positive, de direction nord, est en corrélation avec l'unité de métacarbonate. Plusieurs ensembles ultramafiques cartographiés sont globalement corrélés avec les anomalies magnétiques RTP positives. Le métagabbro associé avec le massif d'Iguilid est lié à une forte anomalie magnétique RTP arquée. Les présences de Cr d'El Foulet et d'El Heirich, sont corrélées respectivement avec les anomalies magnétiques positives et négatives.

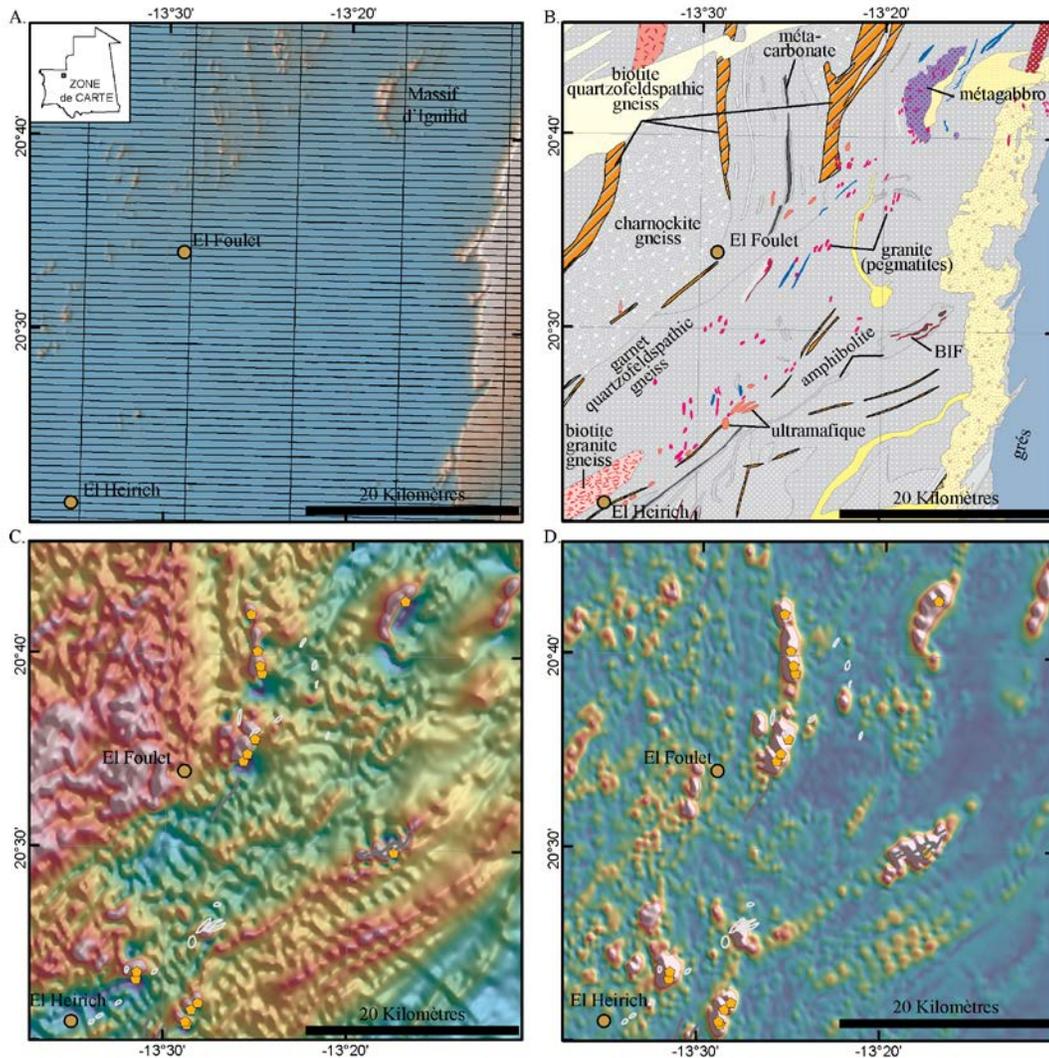


Figure 12. Géologie généralisée, réduite au pôle (RTP), et carte des signaux analytiques au-dessus du Complexe d'Amsaga. A) Relief ombré du modèle numérique de terrain, et de l'emplacement des lignes de vol de la zone. B) Carte de la géologie généralisée présentant la répartition de petites intrusions mafiques-ultramafiques, principalement au sein des gneiss quartzofeldspathiques à grenat. C) Carte RTP présentant une large anomalie magnétique positive associée avec des gneiss à charnockite, à l'ouest. Plusieurs anomalies magnétiques linéaires sont corrélées avec les unités de FFR (polygones gris) et les roches ultramafiques (polygones blancs). Les marques orange indiquent les anomalies magnétiques supérieures à 1 000 nanoteslas le long des lignes de vol. Les anomalies magnétiques positives et négatives sont présentées respectivement avec des couleurs chaudes et froides. D) Un signal analytique mettant en relief plusieurs zones où le champ magnétique change rapidement. Les marques orange indiquent des anomalies magnétiques supérieures à 1 000 nanoteslas, le long des lignes de vol. Les anomalies positives et négatives du signal analytique sont présentées respectivement par des couleurs chaudes et froides.

Le signal analytique calcule le gradient du 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 magnétiques positives, qui indiquent les zones où le champ magnétique change rapidement. Les anomalies positives de signal analytique, sont corrélées avec le métagabbro du massif d'Iguilid, l'unité linéaire de métacarbonate, et les FFR. Plusieurs plus petites unités ultramafiques cartographiées sont également corrélées avec les valeurs élevées du signal analytique. Les présences de Cr d'El Foulet et d'El Heirich, montrent des valeurs élevées de signal analytique relativement subtiles. Plusieurs valeurs élevées, isolées, de signal analytique, sont visibles au sein des gneiss quartzofeldspathiques à grenat, pouvant indiquer la présence dans la région de roches plus ultramafiques que cela n'est indiqué sur les cartes géologiques.

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, par exemple des roches ultramafiques, au sein de matériaux moins magnétiques. De fortes anomalies de ce type peuvent être réduites lors du processus de quadrillage. L'utilisation des données de lignes de vol d'origine pour cartographier leur répartition est donc préférable. L'ensemble des anomalies magnétiques identifiées est corrélé avec des valeurs élevées du signal analytique. Ces zones peuvent être étudiées plus en détail en sélectionnant des régions au sein des valeurs élevées du signal analytique, où sont présentes la plupart des unités magnétiques. En comparant la géologie cartographiée, la carte RTP, le signal analytique, et les anomalies magnétiques, il est possible d'orienter la recherche des zones les plus favorables aux roches ultramafiques au sein du Complexe d'Amsaga.

6.3 – Greenstones mésoarchéennes et néoprotérozoïques du secteur d'Inchiri

Bien qu'aucune présence de Ni-Cu-éléments du Pt ne soit connue au sein du Groupe de Saouda, appartenant au sud des terrains de Choum-Rag El Abiod, la similitude de ces roches avec les ceintures de greenstones des terrains de Tasiast-Tijirit, ainsi que la présence de plusieurs ensembles gabbroïques à ultramafiques d'âge mésoarchéen, associés avec des séquences volcaniques mafiques, indiquent qu'elles sont favorables à de telles présences. Les ensembles intrusifs gabbroïques et ultramafiques liés aux séquences néoprotérozoïques supracrustales sont également favorables.

La zone dénommée ici *Mauritanides centrales*, est constituée de la zone d'Akjoujt, également dénommée *Secteur d'Inchiri*. Les roches hôtes minéralisées du secteur sont de façon dominante des roches supracrustales néoprotérozoïques jusqu'à paléozoïques inférieures, formées de métabasaltes, de sédiments, de FFR, et dans une moindre mesure d'éléments métavolcaniques intermédiaires à felsiques du Groupe d'Oumachoueïma. Ces roches renferment un grand nombre de présences de cuivre et d'or, dont on fait l'hypothèse qu'elles sont de type oxyde de fer cuivre-or (IOCG), y compris la mine de Guelb Mohgrein, qui est actuellement en exploitation (se référer à Fernet, à paraître). De manière semblable aux Mauritanides du sud, cette région a été affectée par une déformation panafricaine jusqu'à hercynienne, qui a produit une zone structurellement complexe de nappes de chevauchement, collectivement désignées du terme d'*Empilement de nappes d'Akjoujt*, qui juxtapose des écailles du socle mésoarchéen, et les roches supracrustales associées aux écailles de la séquence supracrustale protérozoïque (Fig. 13). La compréhension actuelle des contraintes d'âge, concernant les roches supracrustales du secteur, est qu'elles sont contradictoires, et ouvrent la possibilité qu'à la fois les roches hôtes et les présences minérales soient aussi anciennes que le Mésoarchéen, et aussi récentes que le Néoprotérozoïque. Jusqu'à ce que l'âge de ces

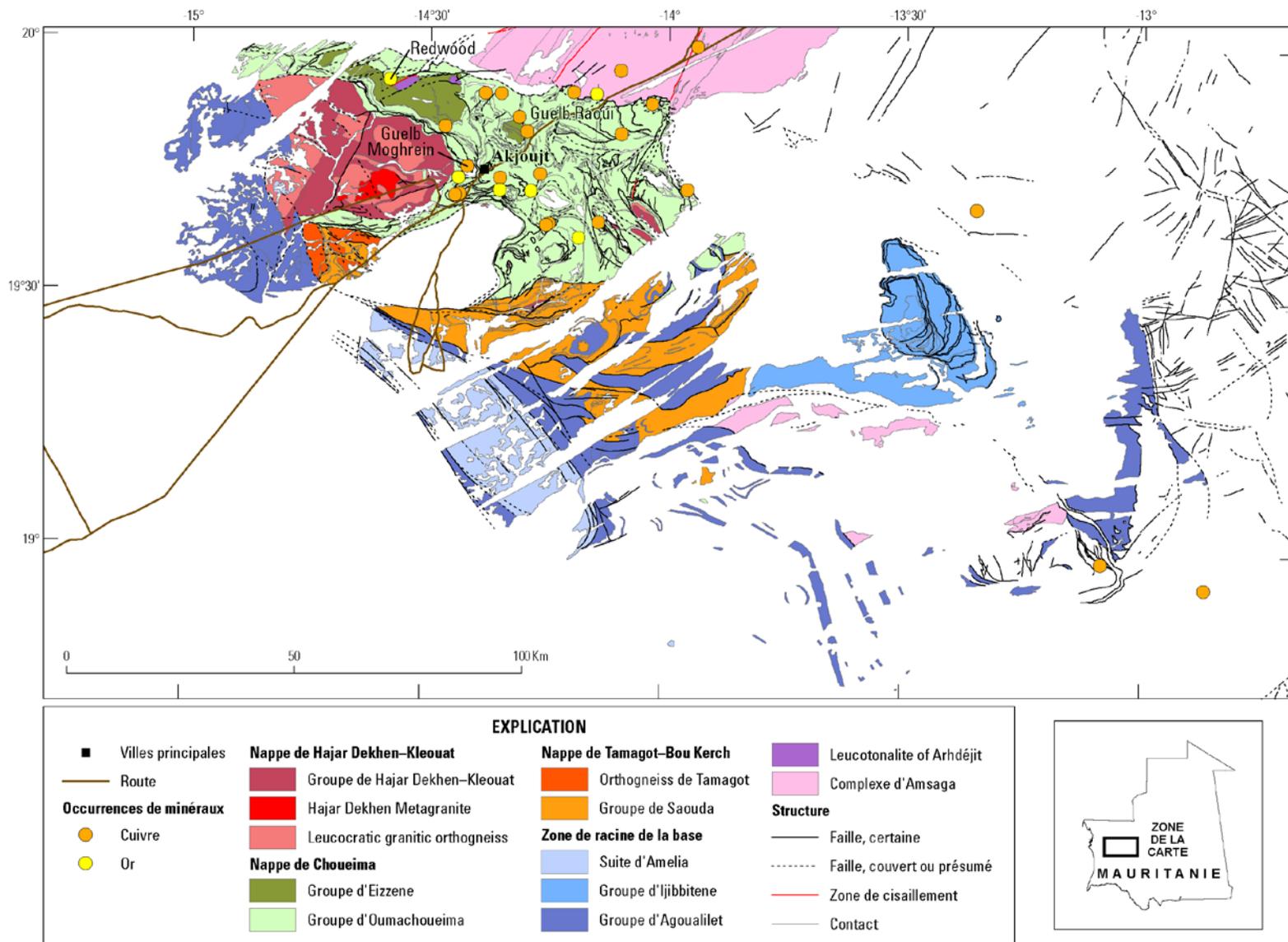


Figure 13. Géologie simplifiée du secteur d’Inchari, présentant différentes nappes et fenêtres tectoniques de l’empilement de nappes d’Akjoujt, ainsi que des dépôts minéraux et des présences examinés dans le texte.

roches soit déterminé avec précision, la relation des Mauritanides centrales, soit avec les ceintures de greenstones des terrains de Tasiast-Tijirit, soit avec les roches plus récentes du sud des Mauritanides, demeure en suspens. De la même manière, une incertitude existe quant à la vraie nature des présences de cuivre-or du secteur. Bien que les travaux actuels au niveau de Guelb Mohgrein aient résulté dans son classement parmi les dépôts minéraux de la classe des IOCG, des travaux antérieurs au sein du secteur a laissé supposer que Guelb Mohgrein, et d'autres présences puissent être des SMV (Ba Gatta, 1982), ou des dépôts de type skarn, liés au métamorphisme régional (Goldfarb et al., à paraître ; Fernet, à paraître). Il n'existe actuellement aucun dépôt connu de sulfure de Cu-Ni au sein des roches mésoarchéennes ou néoprotérozoïques du secteur d'Inchiri. Toutefois, l'association classique de dépôts de regroupements de sulfures magmatiques à Cu-Ni \pm éléments du groupe du Pt, avec des dépôts d'or orogénique et des dépôts de SMV, au sein des ceintures de greenstones de toutes les périodes, permet d'imaginer que les ensembles gabbroïques et ultramafiques, associés avec les séquences supracrustales mafiques du secteur d'Inchiri, représentent des cibles favorables pour de tels dépôts.

Les roches du secteur d'Inchiri sont un ensemble allochtone formé de gneiss mésoarchéens à paléoprotérozoïques, et de roches volcanosédimentaires métamafiques au sein de fenêtres tectoniques, dans un empilement de nappes supracrustales imbriquées de roches paléoprotérozoïques à néoprotérozoïques, d'une grande variété de lithologies. Cet ensemble infrastructurel allochtone (Pitfield et al., 2004) s'est mis en place au-dessus de roches autochtones à para-autochtones du Complexe d'Amsaga, et des roches sédimentaires d'avant-pays du Bassin de Taoudéni, pendant l'orogénie panafricaine à hercynienne des Mauritanides. L'ensemble allochtone est formé d'une zone de racine à la base, et de trois nappes imbriquées au centre (Fig. 13).

Le Groupe d'Agoualilet, constitué d'un mélange mafique dispersé, avec des roches sédimentaires siliclastiques, forme la zone racine et la nappe de base de l'ensemble allochtone, d'extension régionale. Il forme un ensemble ouest, au niveau de la bordure sud-ouest de l'empilement de nappes d'Akjoujt, et un ensemble est, largement au sud-est du Groupe d'Ijibbitene (Fig. 13). La fenêtre du socle de Tamagot, ou un intercalage tectonique, et la Nappe de Bou Kerch, sont situés le long de la bordure est de la zone racine du Groupe d'Agoualilet, au sud-ouest et au sud d'Akjoujt. Ces roches sont constituées des orthogneiss de Tamagot, et de roches magmatiques mafiques, de FFR, et de roches sédimentaires du Groupe de Saouda, présentant ensemble les caractéristiques d'une association de granite-greenstone archéenne. Elles constituent les roches les plus anciennes au sein de l'ensemble allochtone, et sont considérées comme une partie sud, ayant été transportée vers l'est, des terrains mésoarchéens de Tasiast-Tijirit. Au sein de la Nappe de Bou Kerch, les roches du Groupe de Saouda sont en recouvrement tectonique, et sont imbriquées avec des métasédiments quartzitiques du Groupe d'Agoualilet (Fig. 13 ; Pitfield et al., 2004).

À l'est et au nord, la fenêtre de Tamagot et la Nappe de Bou Kerch sont recouvertes par charriage par la Nappe de Choueïma, qui comprend les roches hôtes volcanosédimentaires de nombreuses présences minérales du secteur d'Inchiri. La nappe est centrée sur la ville d'Akjoujt (Fig. 13), et est constituée des Groupes d'Eizzene et d'Oumachoueïma, séparés par une discordance angulaire. Le Groupe d'Eizzene, le plus ancien, est constitué d'une séquence inférieure de roches volcaniques mafiques, la Formation de Raoui, surmontée par la Formation de Khmeiyat, formée de FFR et de schistes semipélitiques. Le Groupe d'Eizzene est surmonté en discordance par le Groupe d'Oumachoueïma, qui est amorcé par le membre du quartzite d'Atilis, de la Formation clastique d'Irarchene El Hamra. La Formation d'Irarchene El Hamra est surmontée par des roches sédimentaires volcanogéniques, et des FFR de la Formation d'Atomai, qui est à son tour recouverte par des roches volcaniques proximales à volcanoclastiques distales de la Formation de

Sainte Barbe, à composition intermédiaire dominante. La Formation est coiffée par un marqueur d'unité très répandu, consistant en des chailles et des FFR de la Formation de Lembeitih. La stratigraphie se conclut par un empilement monotone de basaltes sous-marins, et de 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 sur la Figure 14. La stratigraphie de l'empilement de nappes d'Akjoujt, ainsi que les corrélations possibles avec d'autres roches décrites dans ce sous-chapitre sont présentées sur la Figure 15.

La nappe supérieure de l'empilement de nappes d'Akjoujt est la Nappe de Hajar Dekhen-Kleouat, qui surmonte la Nappe de Cheouima, principalement dans les zones au sud et à l'ouest d'Akjoujt (Fig. 13). Les roches de la Nappe de Hajar Dekhen-Kleouat sont formées de roches métamorphiques et granitiques supracrustales, à faciès amphibolite. Considérée auparavant comme un socle charrié, la nappe contient également les roches des Groupes d'Eizzene et d'Oumachoueïma. La relation d'âge des roches de la Nappe de Hajar Dekhen-Kleouat, dépend de l'âge et de la corrélation du Groupe d'Eizzene Group (Pitfield et al., 2004).

Le travail de définition des ensembles de roches du secteur d'Inchiri, favorables à la présence de dépôts de Cu-Ni-éléments du groupe du Pt, est gêné par la complexité structurale de la région. Puisque les dépôts de Cu-Ni-éléments du groupe du Pt au sein des ceintures de greenstones, sont généralement liés aux intrusions mafiques-ultramafiques qui alimentent les séquences de roches volcaniques effusives mafiques, les facteurs qui contrôlent leur répartition comprennent des caractéristiques structurales et volcanostratigraphiques primaires, telles que l'alignement de l'axe de l'ancien arc magmatique, la polarité, la position d'une ancienne zone de subduction, l'identification de roches du plancher océanique préservées (ophiolites), ainsi que la présence, la taille, et l'interconnexion des dykes subvolcaniques, des sills, et des conduits d'alimentation des différents édifices volcaniques. Ces relations primaires, au sein des roches mésoarchéennes à néoproterozoïques du secteur d'Inchiri, sont obscurcies par les événements tectoniques panafricains à hercyniens.

Au niveau le plus simple, les roches considérées favorables à des dépôts de ségrégation de sulfures magmatiques au sein du secteur d'Inchiri comprennent l'ensemble des séquences de roches volcaniques mafiques. Les critères favorables supplémentaires comprennent la présence d'intrusions gabbroïques à ultramafiques, la présence d'ophiolites, et la présence soit de Cu-Ni-éléments du groupe du Pt ou de chromite (\pm éléments du groupe du Pt).

Les ensembles ouest et est de la nappe de base, formant le Groupe d'Agoualilet, contiennent tous les deux des roches volcaniques mafiques et des intrusions cogénétiques (?) associées, favorables aux dépôts de Cu-Ni-éléments du groupe du Pt, ou aux dépôts de chromite (\pm éléments du groupe du Pt). L'ensemble ouest contient un mélange de roches intrusives métabasiques, avec des lentilles et des groupements d'éléments de roches métavolcaniques, méta-ultramafiques et métasédimentaires dénommés *Suite d'Amleila* (actuellement cartographiée comme une suite corrélée à la Suite de Guidamaka), recouverte le long de son côté est par une bande de deux à quatre kilomètres de large d'éléments métavolcaniques basaltiques, et dans une moindre mesure de roches intrusives métagabbroïques, de la Formation d'Adam el Bouje (Pitfield et al., 2004). Ce cœur de l'ensemble ouest est entouré sur tous les côtés de quartzites dominants, et d'autres roches sédimentaires du Sous-Groupe de Toueirja, dont la relation est incertaine avec les roches volcanosédimentaires du Groupe d'Agoualilet, et s'étendant au sud sous la forme de nappes isolées ou d'écaillés. Elles ne sont pas considérées comme favorables.

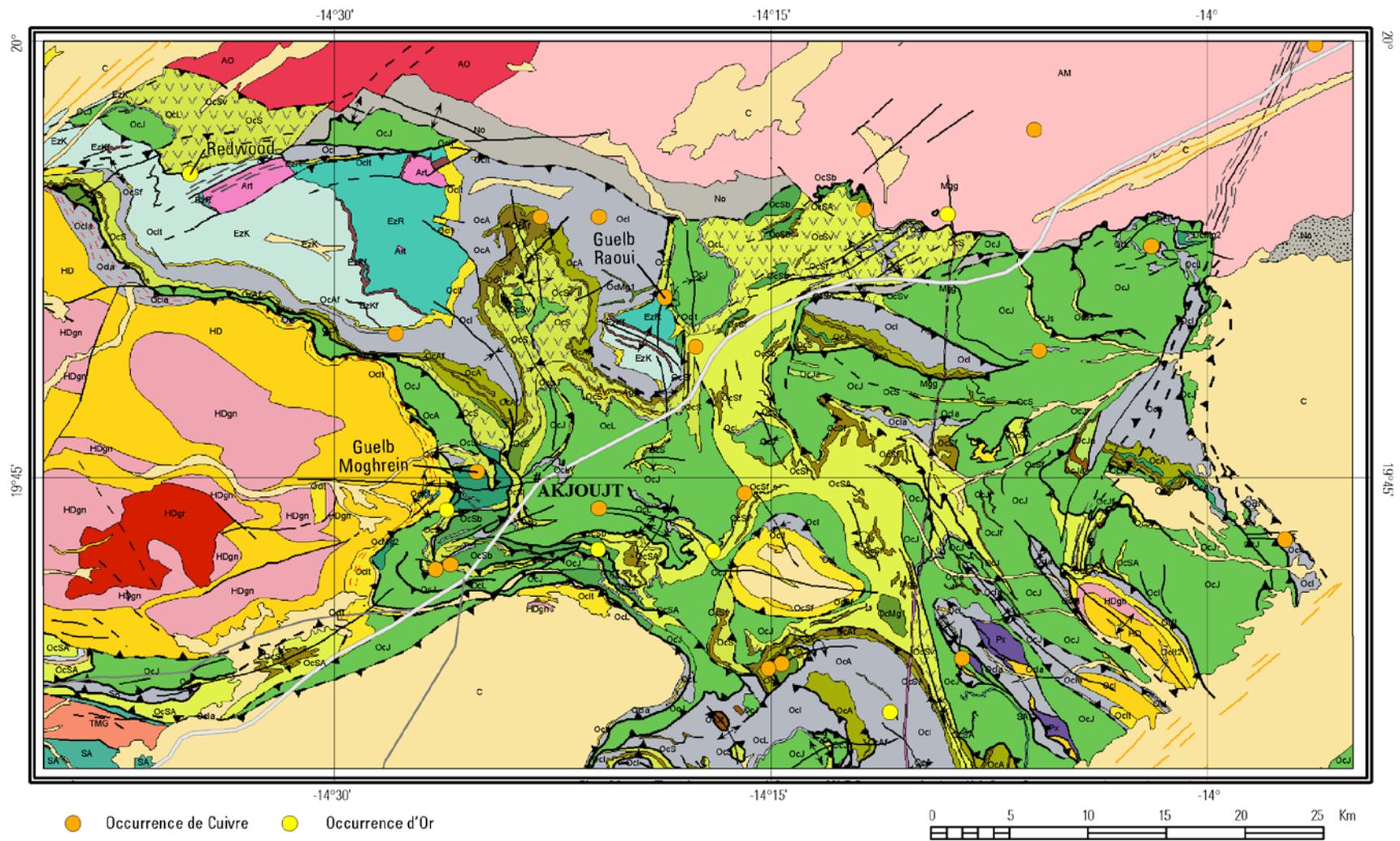


Figure 14. Géologie détaillée de l'empilement de nappes d'Akjoujt (d'après Pitfield et al., 2004). Les unités géologiques présentées ici sont décrites sur la Figure 15.

Roches sédimentaires

Bassin Cotier

Quaternaire

Cd Alluvions, nappe sableuse, dunes actuelles, reg, dépôts lacustres

Bassin de Tauodeni

Groupe De Nouatil (Cambrien)

No Mudstones et dolomies

Roches volcaniques et sédimentaires

Groupe De Hajar Dekhen - Kleouat

HD Roches métacarbonates, métavolcanites felsiques

Groupe De Agoualilet

Ag Quartzite et quartzite micacé, volcanites metabasaltiques

Archéen

Groupe De Saouda **SA** Métavolcanites basiques, formation de fer rubanée (BIF)

Roches volcaniques et sédimentaires

Ceinture des Mauritanides - Unités allochtones

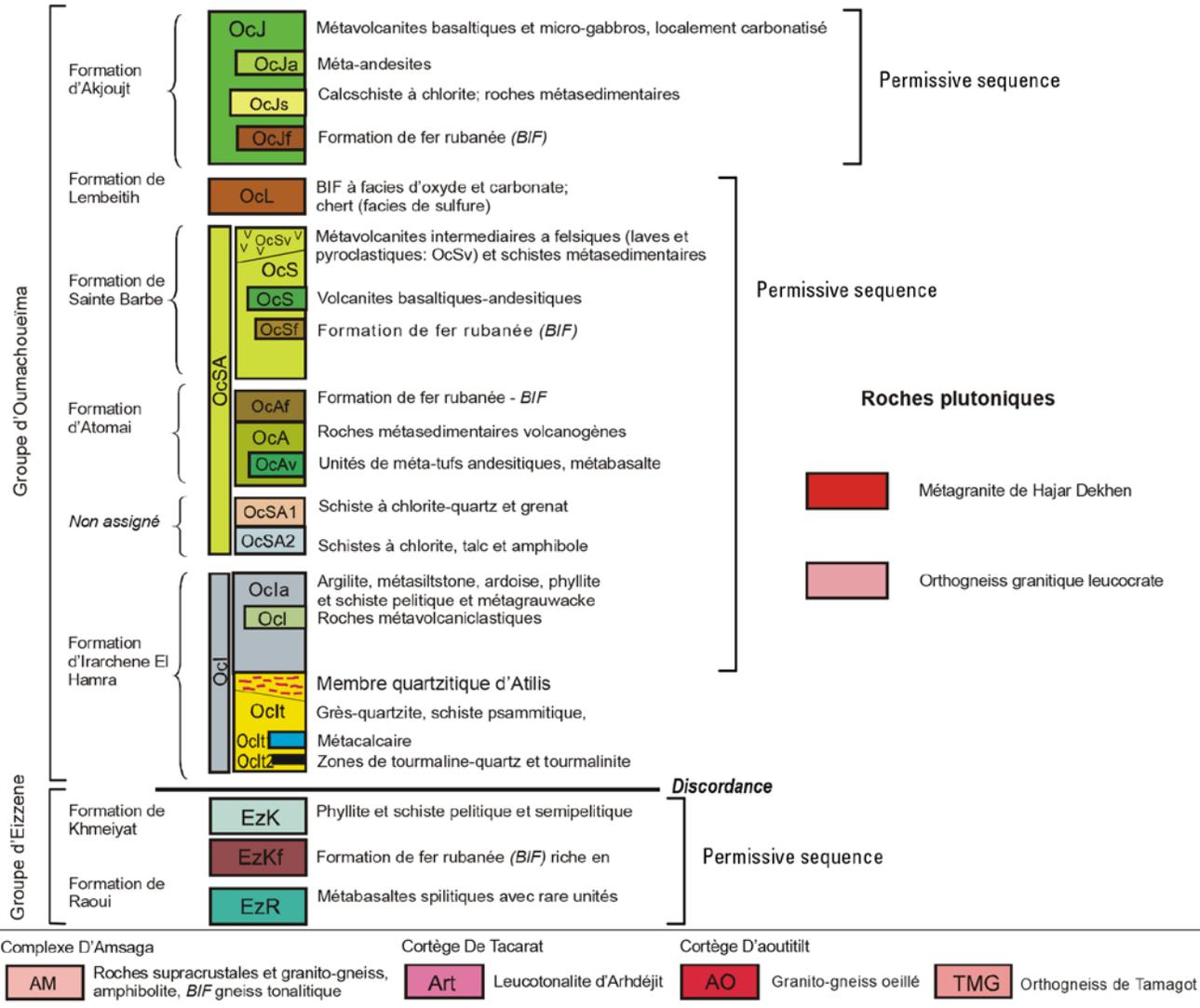


Figure 15. Coupe stratigraphique et diagramme de corrélation des roches au sein de l'empilement de nappes d'Akjoujt (d'après Pitfield et al., 2004).

L'ensemble consiste en une succession volcanosédimentaire polydéformée de la Formation de Treïfiyat. Cette formation est caractérisée par une association de laves metabasaltiques, et d'éléments volcanoclastiques, de schistes à calco-chlorite±séricite, de métasiltites, de calcoquartzites, de métacalcaires et de rares unités de FFR. Elle est visible sur des grandes étendues, au sud du Massif d'Ijibbitene, de même qu'elle surmonte, et est imbriquée, avec les roches du socle du Complexe d'Amsaga. Pour les besoins du présent rapport, l'intégralité de l'affleurement cartographié de la Formation de Treïfiyat est considérée comme favorable à la présence de dépôts de Cu-Ni-éléments du groupe du Pt, ou de chromite (±éléments du groupe du Pt).

La corrélation de la suite magmatique métamafique du Groupe d'Agoualilet avec le Complexe de Gorgol Noir, appartenant au sud des Mauritanides (Pitfield et al., 2004), vient conforter l'idée de la nature favorable de ces roches du secteur d'Inchiri. Les éléments volcaniques metabasaltiques sous-marins de la Formation d'Adam el Bouje (ensemble ouest), et la Formation de Treïfiyat (ensemble est), sont comparables aux éléments volcaniques du Groupe d'El Gueneiba, tandis que le complexe fragmenté et intrusif métamafique-métaultramafique, associé avec les quartzites du Sous-Groupe de Toueirja, possède de nombreuses similitudes avec le Groupe de Gadel (Pitfield et al., 2004). Le Groupe de Gueneiba est interprété comme un assemblage de bassin de rift de roches volcaniques mafiques, de sédiments associés, et du Groupe de Gadel, un mélange ophiolitique, composé d'un assortiment complexe structurellement de roches volcaniques mafiques, et de sédiments juxtaposés avec des gabbros et des roches ultramafiques. L'existence de nombreuses présences de SMV de type mafique (type Chypre) (Taylor et Giles, à paraître a), comme de présences de chromite podiforme, aussi bien que de roches considérées comme favorables à de l'or orogénique (Goldfarb et al., à paraître) au sein de roches corrélées au sud, impliquent un potentiel favorable de Cu-Ni-éléments du groupe du Pt ou de chromite (±éléments du groupe du Pt) au sein du groupe d'Agoualilet, du secteur d'Inchiri. Toutefois, il n'existe pas de données géochimiques ou géochronologiques disponibles concernant les roches du Groupe d'Agoualilet, avec lesquelles évaluer de manière plus détaillée, soit le type de volcanisme, soit une corrélation avec des roches semblables du sud des Mauritanides.

La compréhension actuelle du Groupe de Saouda, au sein de la fenêtre de Tamagot et de la Nappe de Bou Kerche, permet d'imaginer que ces roches sont de façon prédominante métavolcaniques mafiques, avec des FFR omniprésents, et représentent une séquence de granite-greenstone archéenne (?) pouvant être liée aux terrains de Tasiast-Tijirit. La géométrie de type granite-greenstone est d'abord fondée sur la nature plissée, complexe, des 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 pour ces roches sont rares, et limitées à des études de rapports $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (Dallmeyer et Lécorché, 1990a). Un âge de gaz total de $2\,035 \pm 11$ Ma a été obtenu concernant un concentré d'amphiboles provenant des roches du Groupe de Saouda, appartenant à la Nappe de Bou Kerche. La datation de l'argon des muscovites, provenant de schistes à grenat et mica, ainsi que d'un gneiss leucocrate appartenant au Groupe de Saouda, a fourni des âges mêlés mésoprotérozoïques et paléozoïques supérieurs. Toutefois, ces données présentent en interne un éventail discordant, suggérant une perturbation thermique des systèmes minéraux aussi anciens que 2600 Ma (Pitfield et al., 2004). La corrélation des roches mafiques métavolcaniques, au sein de la fenêtre tectonique de Zemzem du sud des Mauritanides, avec le Groupe de Saouda du secteur d'Inchiri, et un âge des zircons par la méthode U-Pb de $2\,683 \pm 22$ Ma, sur une métamicrogranodiorite associée à la fenêtre de Zemzem, renforcent 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 sont environ 300 millions d'années plus anciennes que les roches du Groupe de Saouda. Par conséquent,

l'association des greenstones du Groupe de Saouda avec des roches équivalentes des terrains de Tasiast-Tijrit est limitée. Aucune donnée géochimique n'est disponible pour comparer.

Il n'existe actuellement aucune présence minérale connue de Ni-Cu-éléments du groupe du Pt au sein des roches du Groupe de Saouda. L'assemblage à dominante métamafique contient trois lithologies majeures : les amphibolites, les métamafites, et les schistes chloritiques. Les amphibolites sont généralement de grains moyens à fins, et sont ardoisières à schisteuses. Les amphibolites à grain moyen peuvent représenter des intrusions cogénétiques microgabbroïques. Un petit ensemble lité de gabbros, associé avec des serpentinites et des roches métacarbonatées (marbre), est limité à la bordure sud de l'affleurement du Groupe de Saouda / Nappe de Bou Kerche. Les schistes chloritiques comprennent de façon variable des schistes quartzitiques, à chlorite-séricite et à calcochlorite-séricite, contenant de minces horizons de métacalcaire (Pitfield et al., 2004). De minces et irrégulières FFR, et dans une moindre mesure des couches de métachailles, sont omniprésentes. Sans davantage de données géochimiques sur les roches métavolcaniques, ou une information descriptive des présences minérales, la totalité du Groupe de Saouda doit être considérée favorable aux dépôts de Cu-Ni-éléments du groupe du Pt ou de chromite (\pm éléments du groupe du Pt).

La Nappe de Choueïma est charriée au-dessus de la Nappe de Bou Kerche, et est formée d'au moins deux successions volcanosédimentaires majeures, séparées par une discordance. Le Groupe de la base d'Eizzene constitue la première succession, et est dominé par des roches volcaniques mafiques surmontées par des FFR et des schistes semipélitiques. Le Groupe d'Eizzene est présent sous la forme de deux zones d'affleurement au nord d'Akjoujt, à proximité de la marge nord de la nappe. La partie inférieure du Groupe d'Eizzene est constituée de metabasaltes monotones, de la Formation de Raoui. Par opposition aux roches métavolcaniques du Groupe d'Oumachoueïma, les roches intrusives cogénétiques sont absentes. La Formation en recouvrement de Khmeiyat est marquée par une FFR d'extension régionale, au niveau de la base, suivie par une succession entièrement métasédimentaire, caractérisée par des schistes-phyllites à faible teneur, pélitiques à semi-pélitiques, avec des subgrauwackes psammitiques, des quartzites, et de minces FFR intermittentes (Pitfield et al., 2004). Sur la base de ces descriptions, les roches du Groupe d'Eizzene ne sont pas considérées comme favorables aux dépôts de Cu-Ni-éléments du groupe du Pt ou de chromite (\pm éléments du groupe du Pt).

La seconde succession volcanosédimentaire de la Nappe de Choueïma est constituée du Groupe d'Oumachoueïma, qui héberge la majorité des présences minérales connues du secteur d'Inchiri. Il s'agit de l'unité pétrographique la plus répandue à l'affleurement au sein du secteur, et qui occupe la plus grande partie du centre, du nord, et de la partie nord-est de l'empilement de nappes d'Akjoujt. Elle recouvre les terrains d'Amsaga, au-dessus d'une faille inverse unique, le long de la marge nord du secteur, et est en contact de charriage avec les terrains en recouvrement de la Nappe de Hajar Dekhen-Kleouat, le long de la bordure ouest incurvée. À partir de ce contact de la base discordant avec le Groupe d'Eizzene, le Groupe d'Oumachoueïma évolue vers le haut à partir de roches sédimentaires siliclastiques à pélitiques, vers des d'éléments volcanoclastiques, et des roches volcaniques proximales issues d'andésites-dacites, suivies par des épanchements basaltiques sous-marins et des intrusions synvolcaniques gabbroïques. Les unités de FFR sont observées à plusieurs niveaux stratigraphiques au sein du groupe (Pitfield et al., 2004). En dehors de rares roches volcaniques mafiques, et d'ensembles métagabbroïques associés (synvolcaniques ?), positionnés en bas du Groupe d'Oumachoueïma, l'accumulation majeure de roches volcaniques mafiques, ainsi que les roches intrusives gabbroïques associées, sont présentes au sein de la Formation d'Akjoujt, au sommet du Groupe d'Oumachoueïma. Les roches présentes sont essentiellement des roches sédimentaires

pélitiques, et dans une moindre mesure des roches volcaniques intermédiaires à felsiques, et ne sont pas considérées comme favorables aux dépôts de Cu-Ni-éléments du groupe du Pt ou de chromite (\pm éléments du groupe du Pt).

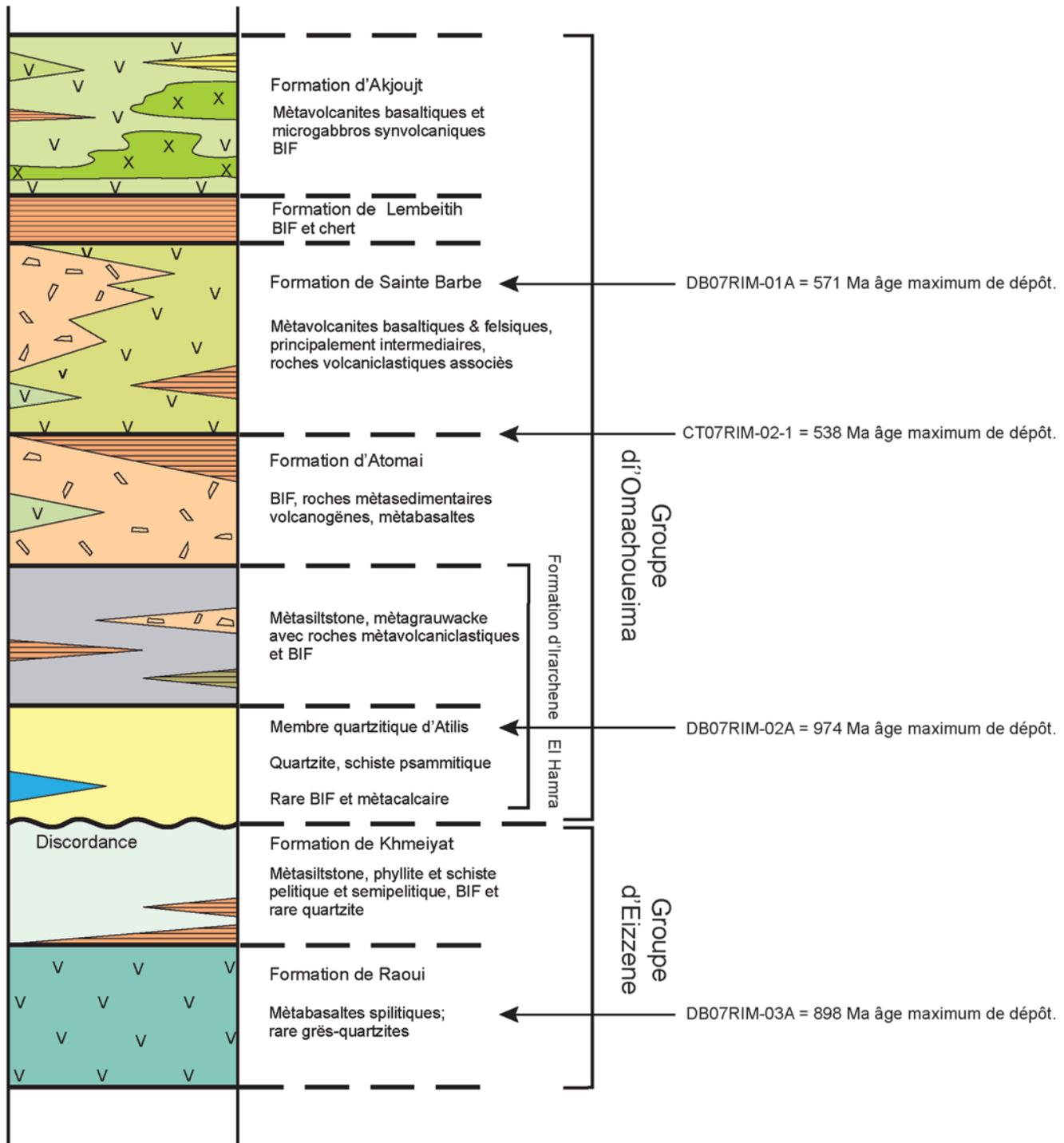


Figure 16. Les âges de dépôt maximum du zircon détritique des unités pétrographiques de la nappe de Chouïema. La colonne structuralo-stratigraphique, d'après Pitfield et al., 2004.

L'unité supérieure du Groupe d'Oumachoueïma recouvre les FFR de Lembeitih, et est presque entièrement formée de basaltes sous-marins, de microgabbros, et de leurs équivalents tectonisés de la Formation d'Akjoujt. Le type de roche dominant est un metabasalte tholéitique, non porphyrique, à grains fins, qui est rarement bien visible, et montre de manière occasionnelle des formes qui pourraient être des pillows. Les microgabbros, interprétés comme des intrusions synvolcaniques, sont presque aussi fréquents dans certaines zones. Les intrusions de métamicrogabbros synvolcaniques forment localement des champs de blocs, et sont amphibolitiques, bien que la texture magmatique primaire soit encore discernable (Pitfield et al., 2004). Par opposition aux roches mafiques des Groupes d'Eizzene et d'Oumachoueïma, la géochimie des basaltes d'Akjoujt indique un changement, à la fois de composition et de type de volcanisme, à partir d'affinités d'arc liées à la subduction, vers des affinités plus proches de magmas de type E-MORB ou T-MORB.

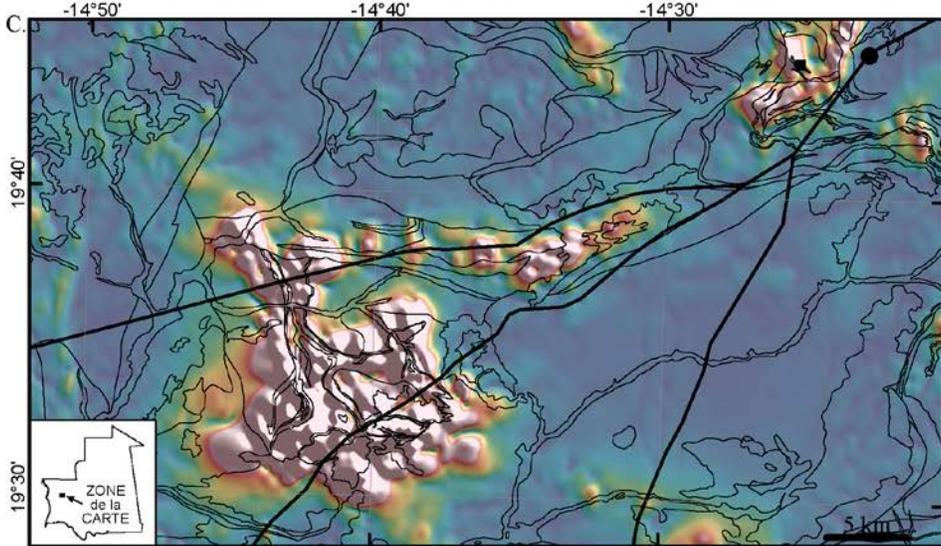
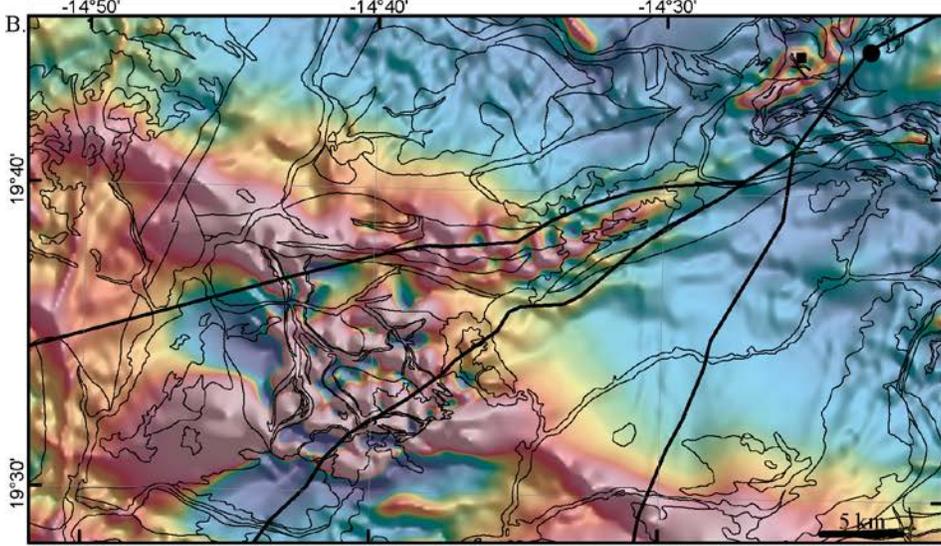
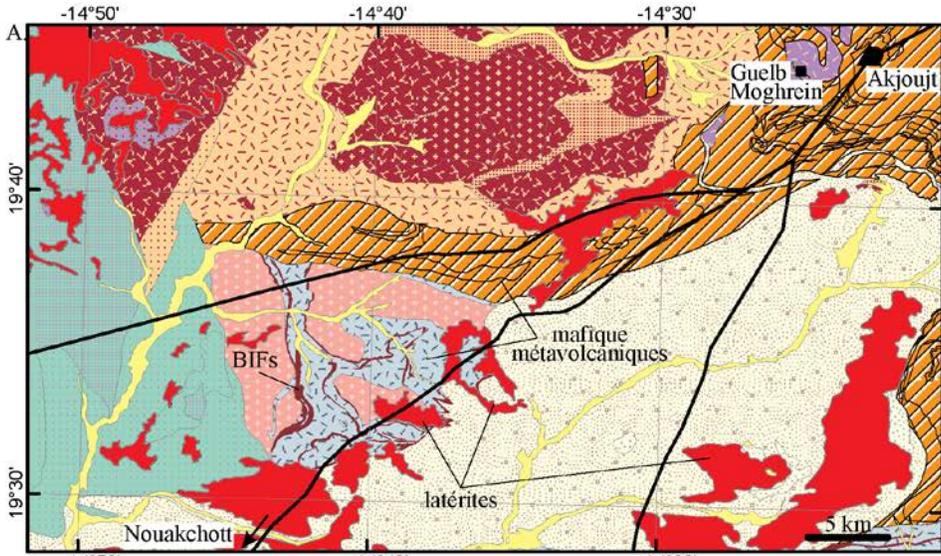
En raison des relations structurelles complexes au sein de l'empilement de nappes d'Akjoujt, les relations d'âge des roches du Groupe d'Oumachoueïma sont essentielles pour déterminer l'histoire volcanosédimentaire du secteur, et par conséquent l'histoire métallogénique. Un excellent exemple est fourni par les contradictions dans les âges attribués aux basaltes de la Formation d'Akjoujt. Les reconstructions structurales et stratigraphiques actuelles situent les basaltes d'Akjoujt au-dessus des FFR de Lembeitih, au sommet d'une succession généralement considérée comme d'âge néoprotérozoïque, sur la base des zircons détritiques et des déterminations de leur âge par la méthode U-Pb (Pitfield et al., 2004). Toutefois, ceci est en contradiction directe avec les données géochronologiques provenant de la monazite et du xénotime authigène des assemblages de minerais de la mine de Guelb Mohgrein, hébergés par la Formation d'Akjoujt. Les datations U-Pb de 2 492 Ma sur la monazite, et de 1 742 Ma sur le xénotime, provenant du dépôt, ont été interprétées respectivement comme des âges minimums de minéralisation et de remobilisation. Les données complémentaires contradictoires comprennent également une datation signalée par la méthode K-Ar de 393 Ma sur de la muscovite métamorphique, des datations K-Ar sur des minéraux de skarn, s'échelonnant entre 829 et 626 Ma, une datation Ar-Ar sur de l'amphibolite de 1,7 Ga, et une datation K-Ar sur un métagabbro de 3,6 Ga. (Marutani et al., 2005; Meyer et al., 2006). Les nouvelles données sur les zircons détritiques, obtenues par l'USGS au cours de la présente étude, y compris provenant des roches sédimentaires situées en dessous des roches volcaniques hébergeant le minerai, ne montrent aucun indice de roches plus anciennes que le Néoprotérozoïque (Fig. 16 ; Bradley et al. ; à paraître). De nombreux contributeurs ont commenté l'abondance de formations de fer dans le secteur, et le fait que l'apparence générale, comme le type structural des séquences volcanosédimentaires métamafiques, soient semblable aux séquences de greenstones archéennes. Il est probable que les fenêtres tectoniques des roches archéennes semblables à la fenêtre de Tamagot, ainsi que la leucotonalite d'Arhdejit, soient présentes au sein de l'empilement de nappes d'Akjoujt, et ne soient pas encore identifiées.

Par opposition à l'absence de métaux de base et précieux au sein des autres nappes de charriage, et des fenêtres tectoniques, du secteur d'Inchiri, la Nappe de Choueïma est bien minéralisée, avec plus de 18 présences et dépôts connus d'Au et de Cu±Au (Marsh et Anderson, à paraître), y compris la mine actuellement en exploitation à Guelb Mohgrein. La plupart, sinon la totalité de ces présences, sont hébergées au sein d'ensembles métacarbonatés riches en Fe-Mg, au sein de brèches et de zones de cisaillement, associées avec les failles en compression panafricaines à hercyniennes, et semblent être des types de minéralisation épigénétiques, et contrôlés structurellement. Elles sont actuellement considérées comme des variantes inhabituelles, renfermant des dépôts IOCG. Toutefois, le potentiel comprend également le skarn, l'or orogénique, et les types de dépôt de SMV. L'association de dépôts de Cu-Ni-éléments du groupe du Pt et de chromite (±éléments du groupe du Pt), accompagnant ces types de dépôts, suggère que ces séquences

de roches doivent être considérées favorables. Toutefois, il n'existe actuellement aucune présence primaire de Cu-Ni-éléments du groupe du Pt ou de chromite (\pm éléments du groupe du Pt) au sein de ces roches. Des examens des caractéristiques et des données disponibles, pour les présences connues provenant du secteur, sont par conséquent fournis dans les autres rapports de l'USGS (se référer à Goldfarb et al., à paraître ; Fernet, à paraître ; Taylor et Giles, à paraître a).

Au sud-ouest d'Akjoujt, et de Guelb Moghrein, sont présents plusieurs affleurements d'unités latéritiques (Fig. 17). Ces unités sont décrites comme des latérites détritiques et des carapaces ferrugineuses. Les unités de latérite sont associées spatialement avec les roches cartographiées comme des unités métavolcaniques mafiques pouvant potentiellement être roches mères de dépôts latéritiques de Ni. La cartographie de l'anomalie magnétique RTP montre que les unités métavolcaniques mafiques magnétiques sont donc probablement enrichies en magnétite par serpentinitisation. Les anomalies magnétiques RTP positives sont également corrélées avec les unités de FFR cartographiées. Le signal analytique montre une ligne de valeurs élevées de direction est-nord-est, à proximité des affleurements d'unités de latérite, environ vingt kilomètres au sud-ouest d'Akjoujt. Cette zone possède une signature favorable pour des teneurs élevées en magnétite, et les unités métavolcaniques mafiques pouvant représenter une roche mère favorable, nécessaire à la formation de dépôts latéritiques de Ni au sein, et à proximité, des unités altérées cartographiées. Plus au sud-ouest, à approximativement 35 kilomètres d'Akjoujt, dans une zone présentant des affleurements d'unités latéritiques, le signal analytique forme un groupement circulaire de valeurs élevées d'environ douze kilomètres de diamètre. Cette zone contient à la fois des unités métavolcaniques mafiques, et des FFR contribuant à des valeurs élevées de signal analytique. Puisque la zone est constituée d'unités géologiques favorables, présentant également une réponse magnétique favorable, en même temps que des affleurements de dépôts latéritiques, la zone est également considérée favorable aux dépôts latéritiques de Ni.

Figure 17. Cartes de la géologie généralisée, déduite au pôle (RTP), et du signal analytique de la région d'Akjoujt. A) La géologie favorable à la formation de dépôts de latérite à Ni au sein de la région est formée de latérite cartographiée et d'unités métavolcaniques mafiques. Des FFR sont aussi présentes. B) La carte RTP montre les éléments métavolcaniques cartographiés et les unités de FFR corrélées avec les anomalies magnétiques positives. Les anomalies magnétiques positives et négatives sont présentées respectivement par des couleurs chaudes et froides. C). Le signal analytique met en relief une anomalie positive linéaire est-nord-est, à environ vingt kilomètres au sud-ouest d'Akjoujt. Cette anomalie se poursuit sur environ quinze kilomètres, avec des anomalies plus isolées à l'extrémité ouest. La zone contient des unités de latérite cartographiées, principalement à l'est, et est considérée favorable aux dépôts de latérite à Ni. Le groupement circulaire d'anomalies de signal analytique, plus loin au sud-ouest, contient des unités cartographiées favorables, et est également considéré favorable aux dépôts de latérite à Ni. Les anomalies de signal analytique positives et négatives sont présentées respectivement par des couleurs chaudes et des couleurs froides.



6.4 – Roches mafiques et ultramafiques mésoarchéennes et paléoprotérozoïques des complexes annulaires ultramafiques du Bouclier nord-est de Rgueibat

Plusieurs zones des parties mésoarchéennes et paléoprotérozoïques du nord-est du Bouclier de Rgueibat, considérées ici comme la zone au nord-est de Zouérate, contiennent des séquences pétrographiques de roches supracrustales, avec des roches intrusives mafiques et ultramafiques associées, qui sont favorables aux dépôts de Cu-Ni-éléments du groupe du Pt-Cr. Au sein de la partie mésoarchéenne du Bouclier, le travail du BRGM (Marot et al., 2003) suggère que la Suite de Zednes, et le Complexe de Temmimichate Tsabya, sont favorables aux complexes mafiques et ultramafiques, semblables à ceux décrits dans le Complexe d'Amsaga. L'existence de trois présences de Cr et Cr-Ni, respectivement dans la Suite paléoprotérozoïque de Gleibat Tenebdar, le Complexe d'Adam Esseder, et le Complexe d'Adam Anajim, et de 17 nouvelles observations disséminées de sulfures, laissent supposer un potentiel de complexes ultramafiques au sein des roches paléoprotérozoïques du Bouclier.

6.4.1 – Roches mafiques et ultramafiques mésoarchéennes de la Suite de Zednes et du Complexe de Temmimichate Tsabya

Les zones de prospection du BRGM de la phase I, dans la région nord (Marot et al., 2003), comprennent des ensembles de métadunite dans la partie mésoarchéenne du Bouclier de Rgueibat, essentiellement sur la feuille de la carte de Zednes, représentant une zone potentielle de dépôts de chromite et de Cu-Ni-éléments du groupe du Pt, au sein des complexes mafiques et ultramafiques, dont il a été fait l'hypothèse d'un type Alaska/Oural. Huit présences distinctes de chromite sont observés au sein des roches de la Suite de Zednes et du Complexe de Temmimichate Tsabya. Le BRGM estime que les métagabbros granulitiques, les métadunites serpentinisées, et les amphibolites au sein des unités plus importantes, possèdent des affinités géochimiques avec des roches tholéitiques et boninitiques trouvées dans les arcs océaniques (Marot et al., 2003). De plus, les rapports du BRGM signalent la présence d'un enrichissement en magnétite, renfermant Ti et V, de même que des sulfures de nickel, au sein des lits de chromite associés avec les complexes mafiques et ultramafiques renfermant ces présences.

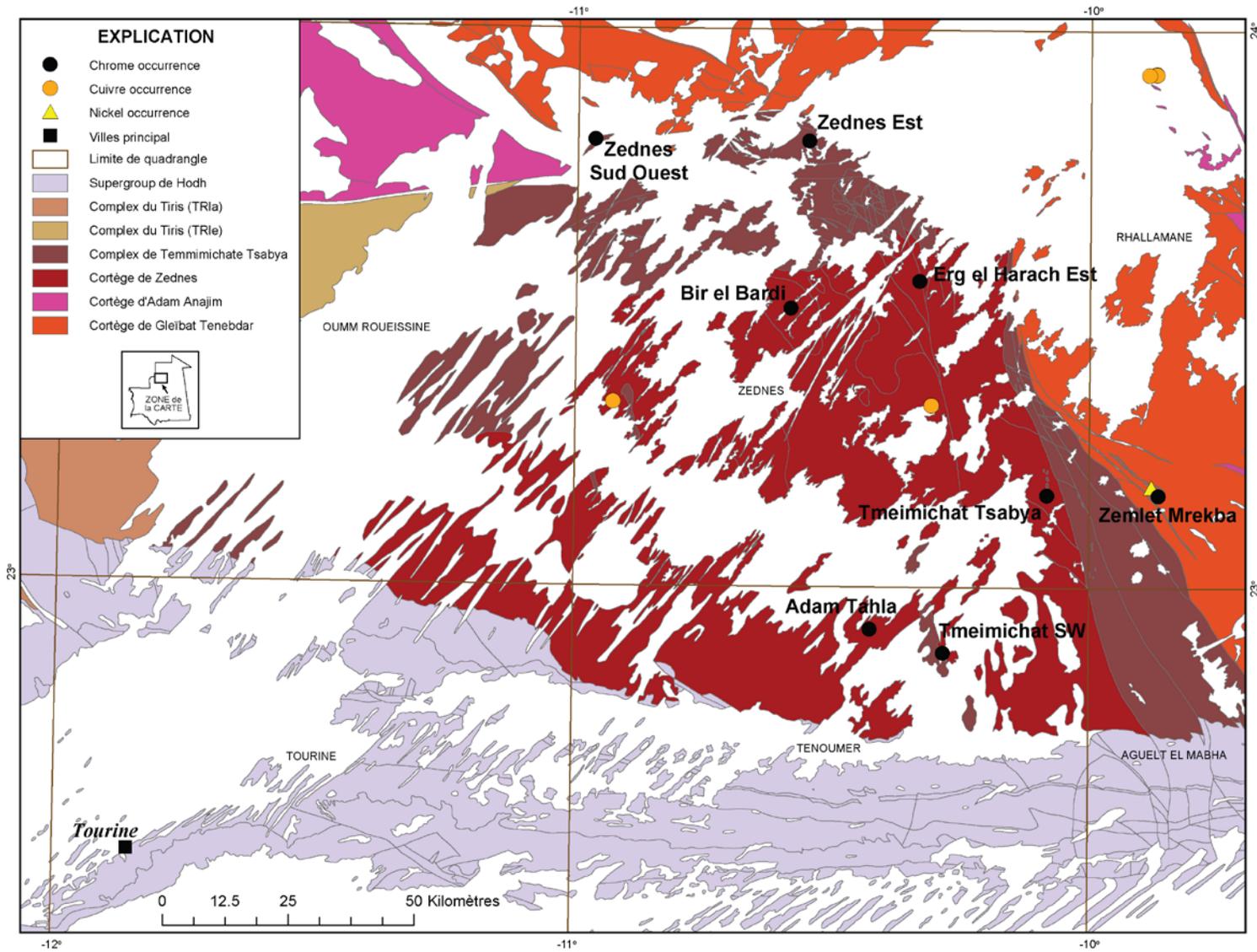


Figure 18. La géologie générale du Bouclier mésoarchéen de Rgueibat, au nord-est de Tourine, montre les roches mafiques-ultramafiques de la Suite de Zednes, du Complexe de Temmimichate Tsabya, ainsi que la localisation des présences de Cr+Ni examinées dans le texte.

Les roches de la Suite de Zednes et du Complexe de Temmimichate Tsabya constituent la partie mésoarchéenne la plus au nord-est du Bouclier de Rgueïbat, dans la zone au nord-est du village de Tourine (Fig. 18). La zone est délimitée à l'ouest par le Complexe mésoarchéen de Tiris, sur les parties nord, nord-est, et est par la zone de cisaillement complexe séparant la partie mésoarchéenne du Bouclier des granites paléoprotérozoïques et des séquences supracrustales du Bouclier nord-est, et au sud par les roches sédimentaires du Bassin de Taoudéni. La Suite de Zednes est la succession de roches la plus volumineuse, et est d'abord constituée de tonalite gneissique et de granodiorite. Le rubanement gneissique est défini par des leucosomes de gneiss quartzofeldspathique, alternés avec des gneiss riches en biotite. Toutefois, l'unité est décrite comme étant hétérogène, et inclut des orthogneiss tonalitiques, du monzogranite pseudoporphyrrique, de nombreuses enclaves mafiques, particulièrement à proximité du contact avec le Complexe de Temmimichate Tsabya (Lahondère et al., 2003). Les roches granitiques ne sont pas favorables aux dépôts hébergés dans des roches mafiques-ultramafiques. Toutefois, les ensembles présents de roches mafiques-ultramafiques constituent des cibles d'exploration. En raison du fait que la cartographie actuelle ne distingue pas les ensembles mafiques-ultramafiques en tant qu'unités cartographiables séparément, la totalité de la Suite de Zednes doit être considérée comme favorable.

Le Complexe de Temmimichate Tsabya forme une marge de direction nord nord-ouest – sud sud-est de la Suite de Zednes, variant entre un et quinze kilomètres de largeur, le long des côtés nord et nord-est de la Suite de Zednes. Cette Suite représente une bordure de direction est-ouest, légèrement plus épaisse le long des côtés nord et nord-ouest. Les lithologies principales sont des gneiss à faciès de granulite, constitués d'hypersthène et de diopside (\pm grenat rouge), en alternance avec des rubanements quartzofeldspathiques (leptynite). Le relief topographique de la région est bordé par des points hauts et des collines de faible amplitude, au-dessus des dépôts largement présents de hamada, de régolithe, et de dépôts de sable éolien. Le Complexe est le plus facilement visible dans la région autour de la présence de Temmimichate Tsabya, où les unités pétrographiques discernables comprennent des métadunites serpentinisées, des métagabbros, des anorthosites renfermant du grenat, et des gneiss quartzofeldspathiques avec de minces rubans de marbre (Lahondère et al., 2003). Le travail du BRGM dans la région définit cinq unités cartographiables comme suit : 1) des métadunites serpentinisées, qui apparaissent généralement sous la forme de collines arrondies basses, ou d'alignements linéaires de collines basses, presque entièrement composées d'une roche brune altérée de silice-carbonate (birbire), renfermant de 750 à 2 200 ppm de nickel, et de 700 à 800 ppm de chrome, avec des pseudomorphes d'olivine, au sein de serpentine, de carbonate, de magnétite, et d'accumulations locales de spinelle vert, 2) des métagabbros et de l'anorthosite à grenat, caractérisés par une absence d'orthopyroxène, 3) un gneiss à deux pyroxènes (métalherzolite), alterné avec un gneiss leucocrate anorthositique sans grenat, et avec de faibles quantités de biotite, rutile, hornblende, magnétite, pyrite, et apatite, 4) du gneiss quartzofeldspathique à grenat (leptynite) et du métagabbro, et 5) une unité de marbre rubané de un à deux mètres d'épaisseur et de plusieurs kilomètres de long, associée avec des métagabbros et des amphibolites (Lahondère et al., 2003). Alors que l'unité de métadunite peut constituer l'unité cartographiée la plus favorable à la présence de dépôts de Cu-Ni-éléments du groupe du Pt-Cr au sein de roches mafiques-ultramafiques, l'omniprésence à la fois de métagabbros et d'anorthosites au sein de l'ensemble de ces unités cartographiées, à l'exception du marbre, indique qu'elles sont toutes favorables à des dépôts hébergés dans des roches mafiques-ultramafiques.

Sur les huit présences de chrome (\pm nickel) connues de la région, quatre sont situées au sein de la Suite de Zednes (Bir el Bardi, Erg el Harach Est, Adam Tahla, et Tmeimichat Tsabya), et trois au sein du Complexe de Temmimichate Tsabya (Zednes sud-ouest, Zednes, est, et Tmeimichat S-O). La présence de Zemlet Mrekba se situe au sein d'une petite enclave de roches cartographiées comme des amphibolites et

des métapyroxénites du Birimien précoce du Complexe d'Agueltd el Maï, entourées par des roches granitiques de la Suite Gleibat Tenebdar, environ quatre kilomètres à l'est du contact avec le Complexe de Temmimichate Tsabya. Les commentaires descriptifs de la base de données sur les présences minérales de Mauritanie (Marsh et Anderson, à paraître) suggèrent que l'ensemble des huit présences sont hébergées au sein d'ensembles ultramafiques archéens, indiquant qu'il pourrait exister un problème de cartographie associé avec l'ensemble hôte de la présence de Zemlet Mrekba. Une neuvième présence non dénommée de nickel est située au sein de la même enclave, environ deux kilomètres au nord-ouest de la présence de Zemlet Mrekba.

L'information descriptive concernant les complexes mafiques-ultramafiques de la Suite de Zednes, et du Complexe de Temmimichate Tsabya, est extrêmement éparse, rendant l'évaluation du potentiel de ces présences, à héberger une minéralisation d'intérêt économique de Cu-Ni-éléments du groupe du Pt-Cr, difficile. L'information descriptive disponible est synthétisée dans le Tableau 3, et provient de la base de données des dépôts minéraux de Mauritanie (Marsh et Anderson, à paraître). Marot et al. (2003) concluent que la composition boninitique des roches du Complexe de Temmimichate Tsabya, permet d'imaginer qu'elles peuvent représenter des intrusions synorogéniques liées à un magmatisme d'arc insulaire, et qu'elles représentent de ce fait très probablement des complexes annulaires, semblables au type Alaska/Oural. Toutefois, il est difficile de l'évaluer en raison du fait que la majorité des intrusions sont apparemment un peu plus que des accumulations supergènes de roches brunes de silice-carbonate (birbirite) recouvrant des collines et des alignements de collines basses au milieu d'un régolithe par ailleurs plat. Marot et al. (2003) décrivent l'exploration du potentiel de dépôt de Ni-éléments du groupe du Pt supergènes birbirites dans la région de Tenoumer (à proximité de la présence d'Adam Tahla) par la société minière Rex Diamond en 2000-2001. L'évaluation de deux chapeaux de fer birbiritiques (probablement grâce à des tranchées) a présenté des valeurs de 0,89 % de Ni et 1,64 g/t d'éléments du groupe du Pt + Au sur vingt mètres, et un second de quinze mètres, contenant 0,61 % de Ni et 1,33 g/t d'éléments du groupe du Pt + Au (Marot et al., 2003). Aucune présence, soit de sulfures de Ni primaires, ou d'autres choses que des quantités accessoires de chromite ont été signalées. Le potentiel d'intérêt économique des roches primaires mafiques-ultramafiques n'a pas été évalué.

Seule l'une des présences a été décrite comme de forme circulaire (Zemlet Mrekba; Tableau 2) et parmi les trois possédant des descriptions de roche hôte primaire, l'une d'entre elles (Temmimichate Tsabya) est décrite comme un complexe d'anorthosite de huit kilomètres de long, et les deux autres (Zemlet Mrekba et la présence de Ni proche non dénommée) sont décrites comme étant formées de gabbros, de troctolite, de pyroxénite, et d'amphibolite. Les lithologies anorthositiques sont rarement observées au sein des intrusions de type Alaska/Oural. Par conséquent, seule la présence de Zemlet Mrekba semble posséder des caractéristiques vaguement semblables à des intrusions de type Alaska/Oural, et Zemlet Mrekba pourrait être mal cartographiée, et pourrait plus probablement être associée aux roches paléoprotérozoïques du Complexe d'Agueltd el Maï. Par opposition, l'ensemble des roches décrites représente des lithologies fréquentes au sein des complexes mafiques-ultramafiques, autant lités que massifs. Jusqu'à ce qu'un travail complémentaire soit conduit sur les présences connues, nous suggérons que les ensembles mafiques-ultramafiques de la Suite de Zednes et du Complexe de Temmimichate Tsabya puissent être extrêmement semblables à des intrusions anorogéniques, décrites auparavant au sein du Complexe d'Amsaga. La localisation de ces présences, à proximité d'une zone majeure de cisaillement, met également en relief la possibilité qu'elles puissent représenter des intrusions litées disloquées, ou des dykes d'âge mésoarchéen semblables en composition avec le Grand Dyke d'Ahmeyim, au sein des terrains de Tasiast-Tijirit.

Tableau 3. Présences de chrome et de nickel au sein de la Suite mésoarchéenne de Zednes et du Complexe de Temmimichate Tsabya, appartenant au Bouclier de Rgueïbat. Descriptions tirées de Marsh et Anderson (à paraître).

Name	Metals Detected	Host Complex	Host Lithology	Descriptive Comments										
Bir el Bardi	Cr + Ni	Zednes	Archean ultramafic intrusive complex	Birbirite.										
Erg el Harach Est	Cr + Ni	Zednes	Archean ultramafic intrusive complex	Birbirite.										
Adam Tahla	Cr	Zednes	Birrimian conglomerate	Silica-cemented conglomerate close to the Tenoumer circular structure consisting of serpentinite, rhyodacite, and granite										
Tmeimichat Tsabya	Cr + Ni	Zednes	Archean ultramafic intrusive complex	Anorthosite complex; 8 km long birbirite. XY location imprecise. Birbirite found in regolith by USGS in 2007. No visible chromite.										
Zednes Sud Ouest	Cr + Ni	Temimichate Tsabya	Archean ultramafic intrusive complex	Birbirite. No visible chromite.										
Zednes, Est	Cr + Ni	Temimichate Tsabya	Archean ultramafic intrusive complex	Birbirite.										
Tmeimichat SW	Cr + Ni	Temimichate Tsabya	Archean ultramafic intrusive complex	Birbirite. XY location imprecise. Occurrence not found by BRGM in 2004.										
Zemlet Mrekba	Cr + Ni	Agueltd abd el Maï	Archean mafic-ultramafic intrusive complex	Circular intrusive complex with gabbro, troctolite, pyroxenites; chloritic amphibolite crosscut by pegmatitic quartz veins.										
Unnamed	Ni	Agueltd abd el Maï	Archean gneiss and ferruginous quartzite	Foliated gabbro/troctolite. Lattice-textured silica-carbonate-garnierite covers several hundred m ² .										

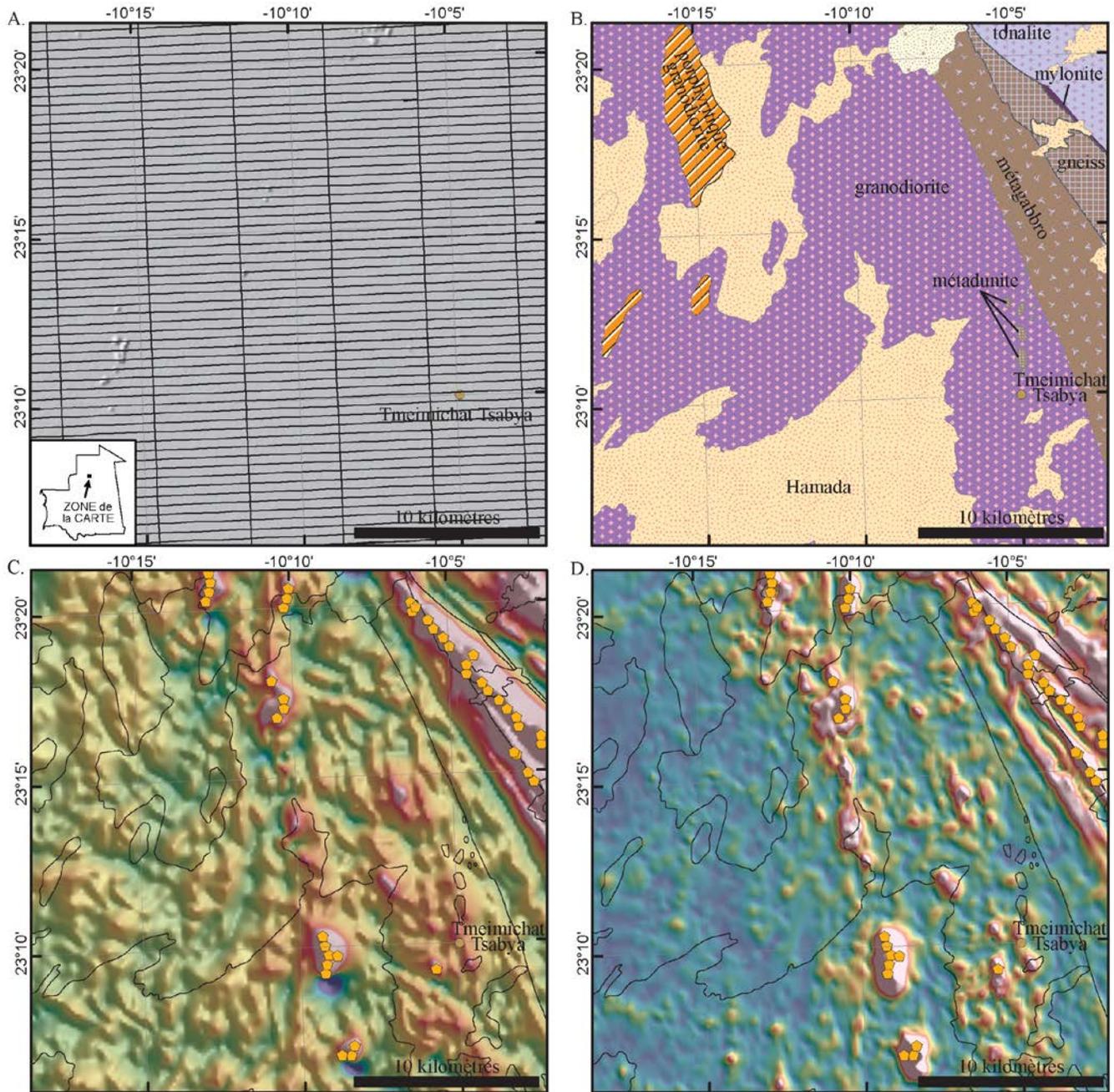


Figure 19. Cartes de la géologie généralisée, réduite au pôle (RTP), et du signal analytique, à proximité du potentiel de chrome de Tmeimichat Tsabya. A) Relief ombré du modèle numérique de terrain, et emplacement des lignes de vol pour la région. B) Carte géologique généralisée montrant la répartition des intrusions de métadunite cartographiée hébergée au sein des granodiorites. C) Carte RTP montrant des amplitudes modérées d'anomalies magnétiques positives associées avec les granodiorites. Les unités de métagabbro, de tonalite, et de gneiss, à l'est, produisent de fortes anomalies magnétiques de grande amplitude. Des polygones noirs soulignent les unités cartographiées. Les marques orange indiquent les anomalies magnétiques supérieures à 500 nanoteslas, le long des lignes de vol. Les anomalies magnétiques positives et négatives sont présentées respectivement par des couleurs chaudes et froides. D) Le signal analytique met en valeur plusieurs zones où le champ magnétique change rapidement, pouvant refléter des roches ultramafiques. En particulier, les anomalies positives de signal analytique de direction nord nord-ouest au sein de la granodiorite. Les marques oranges indiquent des anomalies magnétiques supérieures à 500 nanoteslas le long des lignes de vol. Les anomalies de signal analytique positives et négatives sont présentées respectivement par des couleurs chaudes et froides.

Les données aéromagnétiques recueillies le long de lignes de vols, espacées de 500 mètres, à proximité de la présence de Cr de Tmeimichat Tsabya, montrent un motif complexe d'anomalies magnétiques (Fig. 19). La carte RTP montre des tâches d'anomalies magnétiques d'amplitude modérée, associées avec les granodiorites. Les métadunités de direction nord nord-ouest, associées avec la présence de Cr de Tmeimichat Tsabya, sont corrélées avec de subtiles anomalies magnétiques positives. Huit kilomètres à l'ouest de Tmeimichat Tsabya, on note un ensemble linéaire de même direction d'anomalies magnétiques positives, présentes au sein de la granodiorite, et s'étendant vers le sud sous l'hamada. La tonalite de direction nord-ouest, le gneiss, et l'extension est des unités de métagabbro, sont corrélés avec des anomalies magnétiques positives très visibles.

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, à proximité de la présence de Cr de Tmeimichat Tsabya, présente des valeurs élevées fortement corrélées avec la tonalite cartographiée, le gneiss, et l'extension est des unités de métagabbro. La présence de Tmeimichat Tsabya est située au-dessus d'une valeur élevée de signal analytique. Plusieurs autres valeurs élevées du signal analytique, de dimension comparable, semblent présenter des directions nord nord-ouest. L'anomalie RTP de direction nord nord-ouest de Tmeimichat Tsabya, et au sein de la granodiorite, produit de fortes anomalies positives du signal analytique.

Des anomalies magnétiques, avec des amplitudes supérieures à 500 nanoteslas, ont été identifiées le long des lignes de vol. De telles anomalies peuvent représenter des matériaux magnétiques, tels que des roches ultramafiques, au sein de matériaux plus faiblement magnétiques. De fortes anomalies de ce type peuvent être amoindries lors des processus de quadrillage, et donc l'utilisation des données d'origine des lignes de vol pour cartographier leur répartition est préférable. L'ensemble des anomalies magnétiques identifiées est corrélé avec les valeurs élevées de signal analytique. Ces pics peuvent être des régions d'observations plus concentrées au sein des valeurs élevées de signal analytique, là où la plupart des unités magnétiques est présente. Quelques pics sont présents au niveau de la bordure est des métagabbros cartographiés. Plusieurs pics d'anomalies sont observés le long de la ceinture de valeurs élevées de signal analytique, au sein de la granodiorite. La combinaison de la géologie cartographiée, de la RTP, du signal analytique, et des pics d'anomalie magnétique, peut contribuer à mettre en évidence les zones plus favorables aux roches ultramafiques à proximité du potentiel de chrome de Tmeimichat Tsabya.

6.4.2 – Complexes paléoprotérozoïques mafiques-ultramafiques du N-O du Bouclier de Rgueibat

Trois présences connues, une de chromite à Dhbeat, une seconde de chromite disséminée, de magnétite et de sulfures de nickel à Gleibat el Hafeira, et une troisième de Cr et Ni à Aguelt Adam, sont situées au sein respectivement des roches paléoprotérozoïques mafiques-ultramafiques de la Suite de Gleibat Tenebdar, du Complexe d'Adam Esseder, et du Complexe d'Adam Anajim. L'ensemble des trois est décrit comme circulaire, avec ou sans litage, et est interprété comme appartenant aux intrusions de type Alaska/Oural. Le travail du BRGM (Marot et al., 2003) suggère que ces présences, de même que dix-sept nouvelles présences supplémentaires, disséminées, essentiellement associées avec des roches gabbroïques, peuvent représenter une zone supplémentaire dans l'angle nord-ouest de la partie paléoprotérozoïque du Bouclier de Rgueibat, favorable à la présence de complexes ultramafiques annulaires de type Alaska/Oural. Des complexes, et des successions supplémentaires du Bouclier paléoprotérozoïque, sont connus pour contenir des sous-unités cartographies semblables de roches intrusives mafiques-ultramafiques, pouvant

également être considérées favorables aux dépôts de Ni-Cu-éléments du groupe du Pt-Cr de type arc, en dépit de l'absence de présences minérales connues. Des sous unités spécifiques des Complexes de Rich Anajim, Agueltd el Maï, Tsalabia el Khadra, et Tmeïmichatt Ghallamane sont décrites ci-dessous. En raison de la petite taille de ces types de dépôt, et du contexte incertain, ou de la teneur de la plupart de ces nouvelles présences, le potentiel de dépôts d'intérêt économique de ce type est actuellement considéré comme faible.

Le Bouclier nord-est de Rgueïbat est composé de granitoïdes paléoprotérozoïques (Birimien) à néoprotérozoïques, et de roches supracrustales du Craton Ouest Africain. Cette région est caractérisée par une série de ceintures volcanosédimentaires et de suites intrusives granitiques associées d'échelle batholithique, mises en place pendant l'orogénie éburnéenne, à partir d'environ 2 150 à 2 000 Ma. Deux ensembles majeurs de zones de cisaillement de direction N N-O – S S-E et E-O sont présentes, et souvent liées à des ceintures volcano-sédimentaires et (ou) des batholithes. Les contributeurs français divisent le Bouclier nord-est en quatre groupes lithologiques majeurs constitués de 1) un groupe du Birimien précoce (> 2150 Ma), formé principalement de roches volcanosédimentaires métamafiques comprenant d'ouest en est les Complexes de Rich Anajim, d'Agueltd el Maï, de Ghallamane et de Tsalabia el Khadra, 2) un groupe du Birimien moyen (de 2 150 à 2 120 Ma) de granites intrusifs, comprenant d'ouest en est la Suite d'Adam Anajim, et les Complexes de Tin Bessaï et de Tmeïmichatt Ghallamane, 3) un groupe du Birimien tardif (de 2 070 à 2 060 Ma) de séquences volcanosédimentaires, d'un faible degré de métamorphisme, comprenant d'ouest en est, les Groupes de Legleya, Imourène et Blekhzaymat, accompagnés par les granites d'âges semblables de la Suite de Gleïbat Tenebdar, et 4) un groupe ultime du Birimien (de 2 040 à 2 000 Ma) de volumineuses roches magmatiques, comprenant le Complexe d'Adam Esseder, et les Suites de Sfariat, Yetti, Bir Moghreïn et Tigmat el Khadra (Lahondère et al., 2003). À l'exception du Groupe de Blekhzaymat, la plupart des séquences volcanosédimentaires sont relativement limitées à une zone, et se présentent comme des appendices de toit et des séparations au sein, et adjacentes, aux batholithes granitiques très étendus en surface, et d'autres suites intrusives, principalement dans la partie centrale du nord-est du Bouclier (Fig. 20).

Les études géochimiques et pétrologiques par le BRGM des roches du Birimien, du Bouclier nord-est, laissent très largement supposer que la totalité de la séquence de roches supracrustales, tout comme les volumineuses roches granitiques qui les entourent, possèdent des signatures d'arc volcanique lié à une subduction, d'intra-arc, et d'arc arrière (Lahondère et al., 2003). Ces caractéristiques sont cohérentes avec l'accrétion des arcs insulaires et la poursuite du magmatisme d'une zone de suprasubduction au sein d'un contexte de marge continentale convergente, le long et au nord-est de la partie mésoarchéenne du Bouclier. Un tel contexte est favorable pour une large gamme de types de dépôts minéraux comme l'or orogénique (se référer à Goldfarb et al., à paraître), les SMV (se référer à Taylor et Giles, à paraître a), et un ensemble de types de dépôts de Cu-Ni-éléments du groupe du Pt-Cr, y compris la chromite podiforme, et des dépôts de séparation de sulfures magmatiques au sein des ophiolites, d'intrusions mafiques-ultramafiques de zones de suprasubduction, et d'intrusions annulaires de type Alaska/Oural.

Sur la base de la cartographie géologique existante, de la géochimie des roches magmatiques, et de l'identification des types de dépôts minéraux au sein du Bouclier nord-est, il ne semble pas exister de séquence d'ophiolite conservée. Toutefois, les descriptions de nombre des principaux complexes granitiques, et de ceintures supracrustales, au sein desquelles les roches volcaniques mafiques sont présentes, indiquent que de petites (de dizaines de mètres à plusieurs kilomètres de diamètre) intrusions amphibolitiques, gabbroïques mélanocrates à leucocrates et ultramafiques, de même que des dykes de même

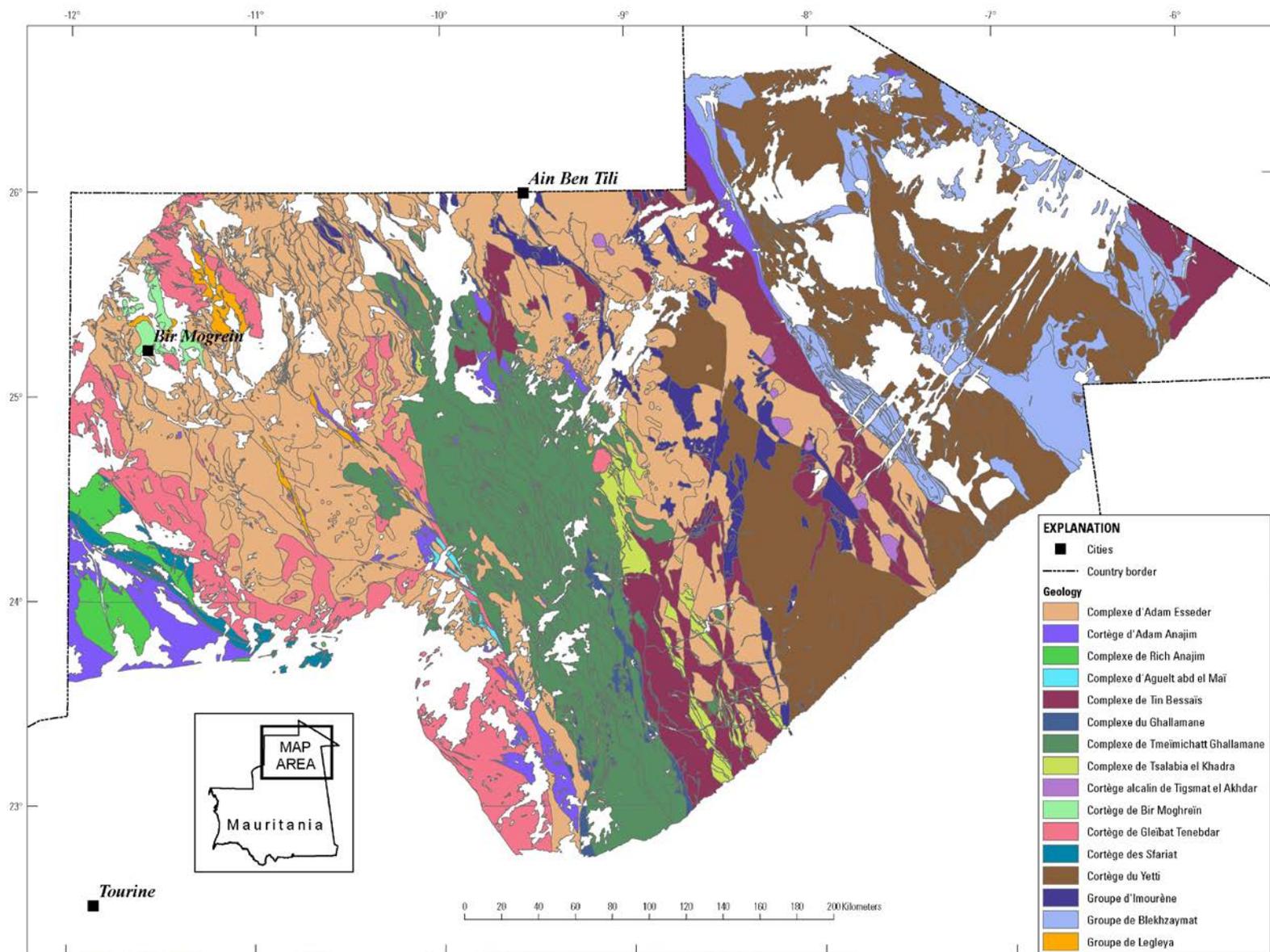


Figure 20. Géologie générale de la partie paléoprotérozoïque (Birimien) du Bouclier de Rgueïbat.

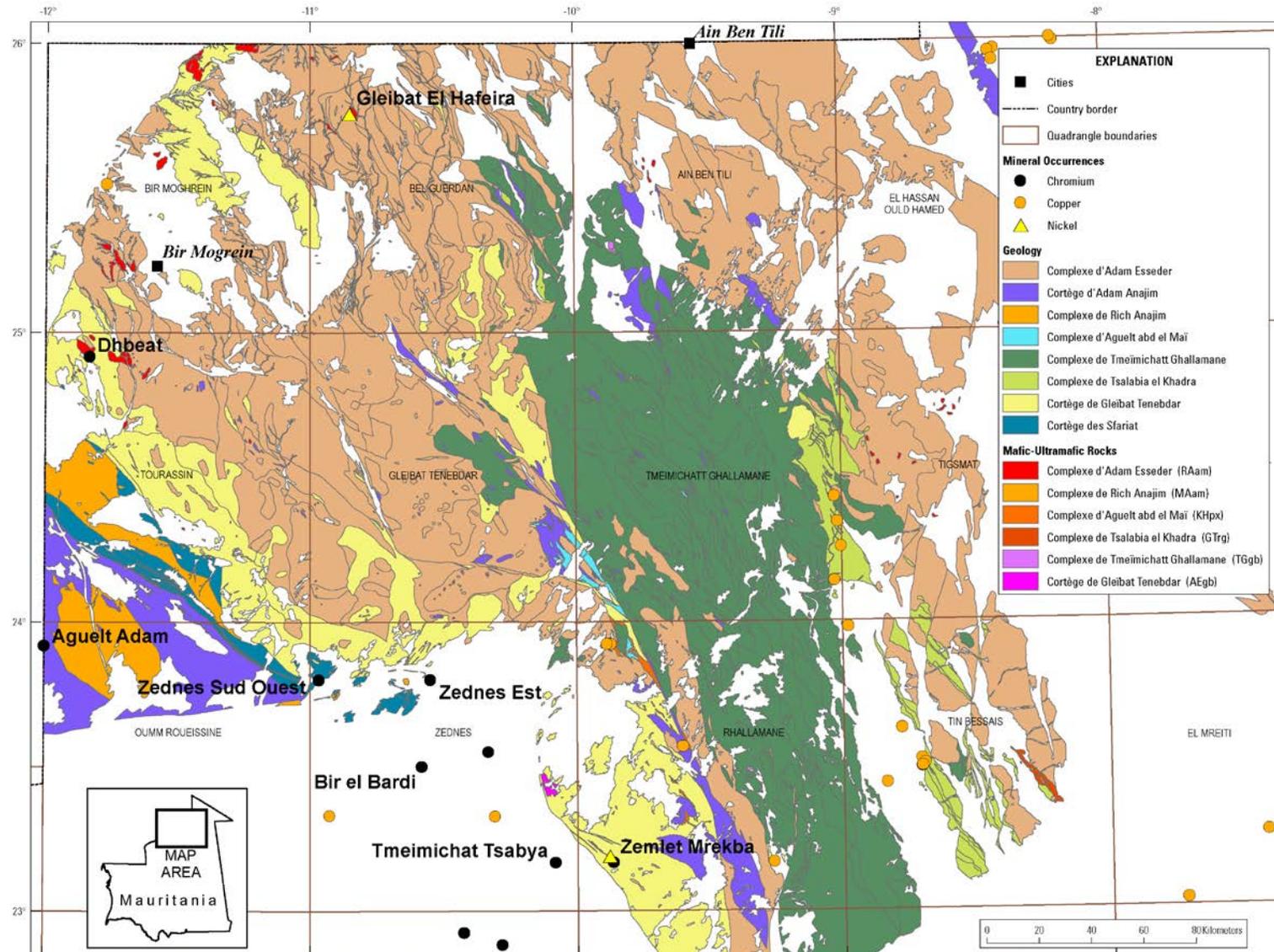


Figure 21. Géologie générale du nord-ouest du Bouclier paléoprotérozoïque de Rguéibat, présentant les sous-unités birimiennes mafiques-ultramafiques, ainsi que les localisations des présences de Cr+Ni±Cu examinées dans le texte.

composition (de plusieurs mètres d'épaisseur, et de centaines de mètres à des kilomètres de long) sont présents et largement répartis à travers la partie birimienne du Bouclier (Lahondère et al., 2003). La nature très répandue des petites intrusions mafiques-ultramafiques, et l'exposition généralement médiocre des unités de roches, rend difficile la délimitation de la zone des unités de roches favorables aux dépôts minéraux hébergés au sein des roches mafiques-ultramafiques. Il n'est pas possible en pratique de délimiter l'intégralité du Bouclier nord-est de Rgueïbat comme étant favorable. Par conséquent, dans la section qui suit, nous examinons rapidement la description géologique des principaux complexes de roches magmatiques, et de ceintures supracrustales, possédant des sous-unités cartographiées, décrites comme des roches gabbroïques et ultramafiques. L'ensemble de ces unités est considéré comme favorable à la présence de dépôts de Cu-Ni-éléments du groupe du Pt-Cr, soit de zone de suprasubduction, soit de type Alaska/Oural, au sein de la partie paléoprotérozoïque du Bouclier.

Les complexes granitiques du Birimien précoce, et/ou les groupes contenant des sous-unités mafiques-ultramafiques cartographiées, comprennent les Complexes de Rich Anajim, d'Aguel Abd el Maï, et de Tsalabia el Khadra. Le Complexe de Rich Anajim (Fig. 21) est une séquence supracrustale métamorphique, formée de metapyroxénites, d'amphibolites, de marbres dolomitiques, de quartzites à magnétite, et de paragneiss migmatitiques constituant de larges zones cartographiées des deux côtés de la ceinture de Sfariat, dans la partie sud-ouest du Bouclier paléoprotérozoïque. La zone d'affleurement sud repose entièrement parmi les roches granitiques du Birimien moyen de la Suite d'Adam Anajim, et la zone d'affleurement est observée entre la Ceinture de Sfariat et les roches granitiques de la Suite de Gleibat Tenebdar. Le Complexe de Rich Anajim peut être divisé en ensembles lithostratigraphiques, constitués de gabbros et de basaltes, considérés comme étant d'origine d'arc arrière, un ensemble étroitement associé de quartzites ferrugineux et de marbres, ainsi qu'une suite de paragneiss issue de grès péliques et calcaires.

Les sous-unités mafiques-ultramafiques cartographiées au sein du Complexe de Rich Anajim (désignée comme sous-unité de RAam ; Lahondère et al., 2003) sont essentiellement présentes au sud-ouest de la ceinture de Sfariat. Elles sont décrites comme des pyroxénites, des amphiboles-pyroxénites, et des amphibolites contenant diopside + plagioclases + calcite, quartz, sphène, apatite, chlorite, amphibole, épidote, magnétite et zoisite. Elles sont d'abord associées avec des marbres rubanés et des gneiss renfermant du pyroxène (diopside) (Lahondère et al., 2003). La présence d'Aguel Adam Cr + Ni est la seule présence connue hébergée dans des roches mafiques-ultramafiques à proximité, et est située environ à quatre kilomètres à l'ouest du principal ensemble de sous-unités cartographié, à la frontière avec le Sahara Occidental. L'intrusion est décrite comme une masse circulaire formée de gabbroïte altérée hydrothermalement, de pyroxénite, et de troctolite, associées avec un complexe d'anorthosite bien visible. Aucune magnétite ou chromite apparente n'est signalée. Toutefois, on considère que le complexe possède un potentiel de chromite (Marsh et Anderson, à paraître).

Le Complexe d'Aguel Abd el Maï (Fig. 21) est une unité limitée en superficie, se présentant comme de minces séparations, des appendices de toit, et des enclaves de roches supracrustales de texture gneissique à mylonitique, entre les roches granitiques d'Adam Esseder et les Complexes de Tmeïmichatt Ghallamane. Les lithologies dominantes sont une roche métamafique à grains fins, et des roches porphyroclastiques de couleur sombre avec des amphibolites subordonnées, et des métagabbros. Les roches métasédimentaires comprennent des quartzites et des gneiss calcosilicatés (anciennement grès calcaires et marbres). Les roches métamafiques sont constituées de dacites porphyriques métamorphiques et de rhyodacites. Les amphibolites contiennent de la pyrite partiellement transformée en hématite. Les séparations et les enclaves sont hautement atténuées et discontinues, et sont présentes en longueur sur des échelles métriques à

kilométriques. Les affleurements sont plus larges au sud, et contiennent des proportions plus importantes d'amphibolites, de quartzites, et de marbres (Lahondère et al., 2003).

Les sous unités mafiques-ultramafiques, cartographiées au sein du Complexe d'Aguelt abd el Maï (désigné comme sous unité MAam ; Lahondère et al., 2003), sont d'abord présentes dans l'angle nord-ouest de la feuille de la carte au 1/200 000^{ème} de Rhall Allamane. Elles sont décrites comme essentiellement constituées d'amphibolites foliées à grains fins et de métapyroxénites, renfermant principalement de la hornblende verte, de rares porphyroclastes de clinopyroxène vert pâle, et des plagioclases granoblastiques intersticiels (Lahondère et al., 2003). Une faible quantité de sphène et de pyrite partiellement hématisée est également présente. La présence de pyrite au sein de ces roches suggère la possibilité d'une atteinte de la saturation pour le soufre, et est donc favorable à la formation de sulfures de Cu-Ni. La présence de Cr + Ni de Zemlet Mrekba, décrite ci-dessus, est la seule présence connue hébergée dans des contextes mafiques-ultramafiques de ces roches, et est située à environ quatre kilomètres à l'est du contact avec le Complexe Temmimichate Tsabya, au sein d'une petite enclave sous cette unité. Une présence non dénommée de nickel est située au sein de la même enclave, environ deux kilomètres au nord-ouest de la présence de Zemlet Mrekba, et est décrite comme une couverture de birbirite, renfermant une garniérite de roches gabbroïques et troctolitiques (Marsh et Anderson, à paraître).

Le Complexe de Tsalabia el Khadra (Fig. 21) est une séquence supracrustale, plus étendue en surface, située à l'est du Complexe de Ghallamane, dans la partie centrale du Bouclier nord-est. Le plus grand bloc contigu est situé en direction de l'extrémité nord de son extension cartographiée, et possède des dimensions d'environ 90 x 20 kilomètres. Le Complexe consiste en des métapyroxénites et des métagabbros, des métahyaloclastites mafiques, des amphibolites localement associées avec des quartzites et des lentilles de marbre, des marbres, des quartzites localement manganifères, des méta-andésites, des métarhyolites, des épicastites, et des schistes tufacés, ainsi que des méta-arkoses localement conglomératiques (Lahondère et al., 2003). Le Complexe est bordé par des failles de façon plus importante que les unités décrites précédemment, et se situe au sein, ou en contact, avec les roches granitiques du Birimien moyen des Complexes de Tin Bessaïs et de Tmeïmichatt Ghallamane, ainsi qu'avec le Complexe Birimien le plus tardif d'Adam Esseder.

Les sous-unités mafiques-ultramafiques cartographiées au sein du Complexe de Tsalabia el Khadra (désigné comme la sous unité KHpx ; Lahondère et al., 2003) sont essentiellement présentes dans la partie est de la feuille de la carte de Tin Bessias au 1/200 000^{ème}. Elles sont décrites comme des métapyroxénites et des métagabbros (Lahondère et al., 2003) principalement au sein d'un affleurement allongé unique peu visible le long du bord est d'un vaste ensemble de diorite. Cet affleurement est constitué de métapyroxénite, de wehrlite accumulée, et de métagabbro à grains grossiers. Les roches possèdent une texture pseudoporphyrétique, qui est interprétée comme un orthocumulat. Les clinopyroxènes apparaissent sous la forme de phénocristaux aplatis largement altérés en amphibole. Les amphiboles pseudomorphes sont associées avec des cristaux d'olivine fayalitiques accumulés, souvent bordés de magnétite et de plagioclase à l'intérieur des amas. Les minéraux secondaires comprennent une amphibole fibreuse très claire (de la cummingtonite ?), de la chlorite magnésienne, de l'hercynite, de la biotite brune et jaune pâle, ainsi que de la clinozoisite. Les métapyroxénites et les métagabbros sont associés avec des amphibolites à grains fins au niveau de l'affleurement. Les amphibolites foliées à grains fins sont omniprésentes dans l'ensemble du Complexe de Tsalabia el Khadra, et certaines possèdent des textures à grains grossiers, qui suggèrent des ensembles gabbroïques intrusifs. Toutefois, leurs présences très répandues et non repérée n'est pas très utile pour l'exploration des roches intrusives mafiques-ultramafiques, et elles ne sont pas indiquées sur la Figure 21. Il n'y a aucune présence connue de Ni, d'éléments du groupe du Pt, ou de Cr, au sein du Complexe de

Tsalabia el Khadra, et de la même manière que pour l'ensemble des autres présences de cuivre au sein des roches du Birimien précoce, aucune présence de cuivre du Complexe de Tsalabia el Khadra n'est associée avec les roches décrites ci-dessus.

L'analyse géochimique des amphibolites et des roches metabasaltiques provenant de l'ensemble des séquences supracrustales du Birimien précoce fournissent des motifs élémentaires de N-MORB, en cohérence avec leur évolution au sein d'un environnement océanique. Les caractéristiques géochimiques des roches volcaniques intermédiaires est plus en cohérence avec une évolution dans un environnement d'arc volcanique calco-alkalin. Ensemble, ces données sont interprétées comme représentant un environnement de formation d'arc arrière ou intra-arc des séquences supracrustales du Birimien précoce du Bouclier nord-est (Lahondère et al., 2003).

Les roches granitiques du Birimien moyen, formées des Complexes de Tin Bessaïs, Adam Anajim et Tmeïmichatt Ghallamane, occupent une grande partie de la zone centrale du Bouclier paléoprotérozoïque de Rgueïbat. Ce sont principalement des granitoïdes intermédiaires à felsiques, qui se distinguent des granites de la fin du Birimien par une texture fréquemment aplatie d'origine tectonique et/ou magmatique. Alors que les complexes de Rich Anajim et Tin Bessaïs contiennent tous les deux des gneiss tonalitiques à granodioritiques, avec des mélanosomes d'amphibolite, ni l'un ni l'autre ne contiennent d'ensembles mafiques-ultramafiques suffisamment importants pour permettre une cartographie comme sous-unité. Le Complexe de Tmeïmichatt Ghallamane (Fig. 21) possède une sous-unité cartographiée de lithologies mafiques-ultramafiques.

Les sous-unités mafiques-ultramafiques cartographiées au sein du Complexe de Tmeïmichatt Ghallamane (désigné comme la sous-unité TGgb ; Lahondère et al., 2003) est essentiellement présente sous la forme de plusieurs petites (de dizaines de mètres jusqu'à deux kilomètres) intrusions subcirculaires ou sous la forme de dykes rectilinéaires d'épaisseur métrique. Ils sont décrits comme étant présents au niveau de la feuille de la carte à l'échelle 1/200 000^{ème} de Gleibat Tenebdar. Toutefois, un seul ensemble apparaît de manière distincte dans l'angle sud-ouest de la feuille de la carte à l'échelle 1/200 000^{ème} de Ain Ben Tili (Fig. 21). Ils sont décrits comme du gabbro avec de l'amphibole et de la biotite/phlogopite, ainsi que localement une pyrite abondante (Lahondère et al., 2003). La présence de pyrite dans ces roches suggère la possibilité d'une atteinte de la saturation en sulfure, ce qui est favorable à la formation de sulfures de Cu-Ni. Toutefois, il n'existe pas de présences connues de Ni-Cu-éléments du groupe du Pt-Cr liées aux roches mafiques-ultramafiques associées avec cette sous-unité.

À l'exception de petite enclaves mafiques-ultramafiques associées avec les roches granitiques de la Suite de Gleibat Tenebdar, les roches du Birimien tardif du Bouclier paléoprotérozoïque de Rgueïbat ne sont pas favorables aux dépôts de Cu-Ni-éléments du groupe du Pt-Cr. Les roches supracrustales du Birimien tardif des Groupes de Legleya, Imourène, et Blekhzaymat sont essentiellement formées de roches effusives intermédiaires à felsiques, et associées à des roches sédimentaires volcanogéniques remaniées. Elles sont favorables aux dépôts de SMV, et sont examinées au sein d'un rapport distinct de l'USGS (Taylor et Giles, à paraître a).

La Suite de Gleibat Tenebdar est représentée par des granitoïdes gneissiques de composition tonalitique à granodioritique, qui est principalement présente sous la forme d'une ceinture le long de la marge nord-est du Bouclier mésoarchéen de Rgueïbat, ainsi que sous la forme de grandes masses du nord-ouest du Bouclier paléoprotérozoïque, au nord-est du village de Bir Mohgrein (Fig. 21). Les sous-unités

mafiques-ultramafiques cartographiées au sein de la Suite de Gleibat Tenebdar (désignée comme les sous-unités GTrt et GTrg ; Lahondère et al., 2003) sont essentiellement présentes au niveau de la partie ouest de la feuille de la carte à l'échelle 1/200 000^{ème} de Rall Amane, comme une grande masse constituée de gabbros renfermant des amphiboles, des diorites riches en quartz, des tonalites et des granodiorites. Les roches gabbroïques et dioritiques sont avant tout présentes dans la partie ouest de la masse, contre les roches archéennes du Complexe de Temmimichate Tsabya. Toutefois, en raison du fait que les unités gabbroïques et dioritiques ne sont pas distinguées des tonalites et des granodiorites, qui constituent les types de roches les plus fréquentes au sein de la Suite de Gleibat Tenebdar, la sous-unité GTrt n'apparaît pas sur la Figure 21. Un ensemble complémentaire de gabbros pegmatitique (GTrg), environ d'une taille de 25 kilomètres carrés est présent au niveau de la feuille de la carte à l'échelle 1/200 000^{ème} de Zednes.

La présence de Cr-Ni-Cu de Dhbeat est la seule présence connue hébergée au sein des roches mafiques-ultramafiques de la Suite de Gleibat Tenebdar, et se situe environ à 42 kilomètres au sud-ouest du village de Bir Mohgrein. La présence de Dhbeat occurrence est décrite comme une intrusion litée circulaire mafique-ultramafique composée de gabbro à olivine gabbro, d'anorthosite, et de serpentinite, avec de la pyrite et de la chalcopryrite. La présence est toutefois située à proximité de la marge d'une grande (8 x 3,5 km) gabbroïque appartenant à la sous-unité mafique-ultramafique d'Adam Esseder décrite ci-dessous. Une seconde zone de trois intrusions semblables est note comme se situant environ quinze kilomètres à l'est sud-est. Toutefois la cartographie du BRGM semble identifier ces ensembles également comme des roches mafiques-ultramafiques du Complexe d'Adam Esseder (Lahondère et al., 2003 ; Marsh et Anderson, à paraître).

Les roches du Birimien les plus tardives du Bouclier paléoprotérozoïque de Rgueibat sont essentiellement formées des roches granitiques du Complexe d'Adam Esseder, ainsi que des Suites de Bir Mohgrein et de Yetti. Ces granitoïdes représentent un magmatisme calco-alkalin très répandu, ayant eu lieu vers la fin de l'orogénie birimienne. Les importants volumes de roches d'échelle batholithique de cette association, assimile, et entoure, l'ensemble des roches anciennes du Birimien du Bouclier paléoprotérozoïque (Fig. 20). Seul le Complexe d'Adam Esseder contient des ensembles cartographiables de sous-unités mafiques-ultramafiques, et comprend du gabbro, du gabbro à hypersthène, du leucogabbro, de la diorite quartzique, et des roches ultramafiques non spécifiées. Les sous-unités mafiques-ultramafiques cartographiées au sein du Complexe d'Adam Esseder sont désignées comme la sous-unité AEgB (Lahondère et al., 2003). Elles sont très répandues dans l'ensemble du Bouclier paléoprotérozoïque, et se présentent comme des pods d'échelle métrique jusqu'à des intrusions significatives allant jusqu'à une dimension de dix kilomètres. Les ensembles cartographiés sont environ au minimum supérieur à 0,5 km. Bien que très répandue, la plus grande concentration, de même que la plus grande de ces intrusions sont observées au niveau de la partie nord-ouest du Bouclier paléoprotérozoïque, entre les présences de Dhbeat et de Gleibat El Hafeira, dans la région entourant le village de Bir Mohgrein.

Deux des plus grandes intrusions sont situées au nord de Bir Mohgrein, et sont clairement identifiables sur les images satellitaires. L'intrusion de Dhara el Kelba est située à proximité de la frontière avec le Sahara Occidental, et est décrite comme étant formée de gabbronorite à texture intersertale à grains moyens. La minéralogie est constituée de plagioclase, pyroxène (hypersthène, diallage), magnétite, de biotite mineure. Des intrusions gabbroïques à hypersthène similaires, de même dimension, sont présentes à proximité du bord nord de la feuille de la carte à l'échelle 1/200 000^{ème} de Tourassin, et apparaissent comme étant en étroite association avec la présence de Cr + Ni + Cu de Dhbeat décrite ci-dessus. Les minéraux accessoires comprennent de petites amphiboles vertes et la présence fréquente de pyrite (Lahondère et al.,

2003). Les roches dioritiques de cette succession sont composées de plagioclases zonés, de hornblende verte saussuritisée, de biotite vert-brun, de pyrite, d'épidote, d'allanite, et de sphène. Les gabbros quartziques, avec des micropegmatites graphiques, sont formés de manière prédominante de clinopyroxène ± orthopyroxène, plagioclases calciques, amphibole, biotite, et quartz, avec une abondante magnétite secondaire, ainsi que de la pyrite, de l'épidote, et de la prehnite.

L'examen de la plupart des dix-sept présences non dénommées sans élément de base majeur, citées au sein de la base de données des présences minérales de Mauritanie (Marsh and Anderson, à paraître), au niveau des feuilles de carte à l'échelle 1/200 000^{ème} de Bir Mohgrein, Tourassin, Gleibat, Tenebdar, Bel Guerdan, et de l'Ouest de Ain Ben Tili, met en évidence qu'elles sont essentiellement décrites comme des présences mineures (de moins d'un pourcent jusqu'à des traces) de pyrite disséminée au sein de roches gabbroïques ou dioritiques. De plus, à l'exception de trois présences non dénommées, et non caractérisées, d'environ quinze à vingt kilomètres, à l'est sud-est de la présence de Dhbeat, l'ensemble de ces pyrites visibles sont associées avec des ensembles mafiques-ultramafiques trop petits pour permettre leur insertion au sein de la cartographie à l'échelle 1/200 000^{ème} du BRGM. La seule présence minérale connue, hébergée au sein des roches mafiques-ultramafiques du Complexe d'Adam Esseder, est la présence de Ni-Cr-Cu de Gleibat el Hafeira. Cette présence est localisée au niveau de la marge ouest d'une intrusion de 2,5 x 5 km, décrite comme une gabbronorite rubanée circulaire, stratifiée, renfermant de l'olivine, avec de la magnétite, de la chromite, et environ un pourcent de sulfures disséminés comprenant de la pyrite, de la pyrrhotite, et peut être de la pentlandite (Marsh et Anderson, à paraître).

6.5 – Ophiolite du Complexe de Gorgol Noir, au sein des Mauritanides du sud

De possibles dépôts magmatiques de Cu-Ni- (éléments du groupe du Pt, Co-Au) sont connus au niveau de Kadiar, Diaguili, Oudelemguil, Ndieo, Mbalou, et Hassi Chaggar, au sud des Mauritanides, où ils sont également associés avec des présences de chromite podiforme, telles qu'à Diaguili, Selibabi, Tourniat, et Barkeol El Abiod. La majorité de ces dépôts est observée au sein du Groupe de Gadel, avec le reste du Groupe de Gueneiba. Le Groupe de Gadel est un mélange ophiolitique, composé d'un ensemble structurellement complexe de roches volcaniques mafiques, et de roches sédimentaires juxtaposées avec des gabbros, et des roches ultramafiques. Le Groupe d'El Gueneiba est interprété comme un assemblage de bassin de rift, de roches volcaniques mafiques et de sédiments associés. Les deux groupes sont des composantes du Complexe de Gorgol Noir. Le dépôt de ce type le plus important est en association avec le potentiel de Diaguili, où les deux types de minéralisation sont présents. Il est significatif qu'il n'y ait eu aucune exploration systématique des éléments du groupe du Pt le long des 450 kilomètres du Complexe de Gorgol Noir. Cette zone nécessite particulièrement un examen, de manière évaluer la possibilité d'une zone de cisaillement liée à un enrichissement hydrothermal en éléments du groupe du Pt, au sein des segments interrompus du complexe. Une incertitude considérable quant à la nature de nombreuses présences renfermant des sulfures, à savoir des IOCG (voir Fernet, à paraître), des SMV (voir Taylor and Giles, à paraître a), et des modèles de séparation de sulfures magmatiques pouvant tous être possibles. Le BGS suggère que l'essentiel du potentiel de Cu-Ni-éléments du groupe du Pt de ces roches pourrait être lié aux fluides hydrothermaux, responsables de la serpentinitisation et de l'altération talcocarbonatée des ensembles ultramafiques (Gunn et al., 2004).

Le travail de terrain de l'USGS en 2007 a eu pour résultat l'examen sur site ainsi que des analyses géochimiques limitées au niveau de Kadiar, qui est considéré par l'USGS comme un dépôt de SMV de type

mafique (type Chypre) (Taylor et Giles, à paraître a), et Mbalou, une présence de chromite podiforme. Un travail complémentaire est nécessaire au niveau des autres présences pour mettre en place des contraintes au niveau des origines de ces dépôts. En raison en général de la petite taille des dépôts de chromite podiforme, et de la position isolée des présences connues de chromite dans les Mauritanides du sud, la probabilité qu'elles représentent une cible d'intérêt économique est faible. La rentabilité économique devrait être liée à la découverte d'éléments du groupe du Pt, associés avec les chromitites, et cette possibilité reste à évaluer. Les roches intrusives mafiques-ultramafiques du Complexe de Gorgol Noir sont favorables à des dépôts Cu-Ni ± éléments du groupe du Pt de séparation de sulfures magmatiques, et la présence d'un certain nombre de présences de Cu + Ni au sein du Complexe, pouvant être de type séparation de sulfures magmatiques, suggèrent un modeste potentiel de découverte de dépôts d'intérêt économique.

La zone désignée comme étant le sud des Mauritanides est constituée de l'orogène mauritanien d'une latitude d'environ 17° Nord à la frontière du Sénégal. Les roches hôtes du sud des Mauritanides, sont de manière dominante des unités métasédimentaires et métavolcaniques néoprotérozoïques à cambriennes, ayant subi une accréation et un charriage sur la marge continentale du Gondwana, pendant le tectonisme panafricain du Paléozoïque précoce d'Afrique de l'Ouest. La collision avec le Craton Nord-Américain, pendant la période hercynienne (à environ 330-270 Ma), a réactivé de nombreuses structures de cette ancienne orogénèse de collision, et a formé la ceinture appalachienne-mauritanienne, qui s'est ensuite disloquée lors du rift triasique.

Les Mauritanides du sud sont constituées d'un empilement d'écailles de charriage de direction nord-sud, d'unités allochtones et para-autochtones, juxtaposées contre les roches néoprotérozoïques à paléozoïques de la séquence d'avant-pays de l'ouest du Bassin de Taoudéni (Le Page, 1988 ; Pitfield et al., 2004). La zone para-autochtone repose entre l'avant-pays et la zone d'infrastructure allochtone à l'ouest, et est formée de roches sédimentaires déformées du Supergroupe d'Adrar, imbriquée avec les couches insérées du socle local, ou des fenêtres tectoniques (telle la fenêtre de Zemzem). La zone d'infrastructure allochtone consiste en ophiolites imbriquées, un faciès de rift de marge continentale, et des complexes magmatiques calco-alcalins. Deux divisions tectono-stratigraphiques majeures sont repérées dans le sud des Mauritanides : 1) le côté ouest de l'ensemble allochtone est constitué de roches supracrustales métavolcaniques calco-alcalines et métasédimentaires, avec principalement des assemblages minéraux de faciès schistes verts, collectivement désignés comme le *Supergroupe de Mbout*, et 2) une ceinture est consistant en un mélange tectonique, et associée à des roches métavolcaniques et intrusives, désignées comme étant le *Complexe de Gorgol Noir*, classiquement représentées par des assemblages minéraux de faciès schistes verts jusqu'à amphibolite à haute pression (Fig. 22 ; Pitfield et al., 2004).

Dallmeyer et Lécorché (1989, 1990a, b) ont obtenu des datations par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur des minéraux métamorphiques de l'ensemble de la ceinture centrale et sud des Mauritanides, et en ont conclu que la région avait été affectée par trois événements orogéniques au cours du Néoprotérozoïque, du Cambrien et de l'Hercynien. Caby et Kienast (2009) ont réévalué les données de Dallmeyer et Lécorché (1989, 1990a, b) et ont proposé une histoire métamorphique tectonique simplifiée de la convergence de plaque du Paléozoïque tardif (Hercynien), qui a provoqué l'ancrage de la Laurentie contre de domaine d'arc ouest de 670 Ma, ainsi qu'un épisode compressif, induisant la formation d'une nappe qu'il est possible de corréler avec la déformation appalachienne datant d'environ 300 Ma.

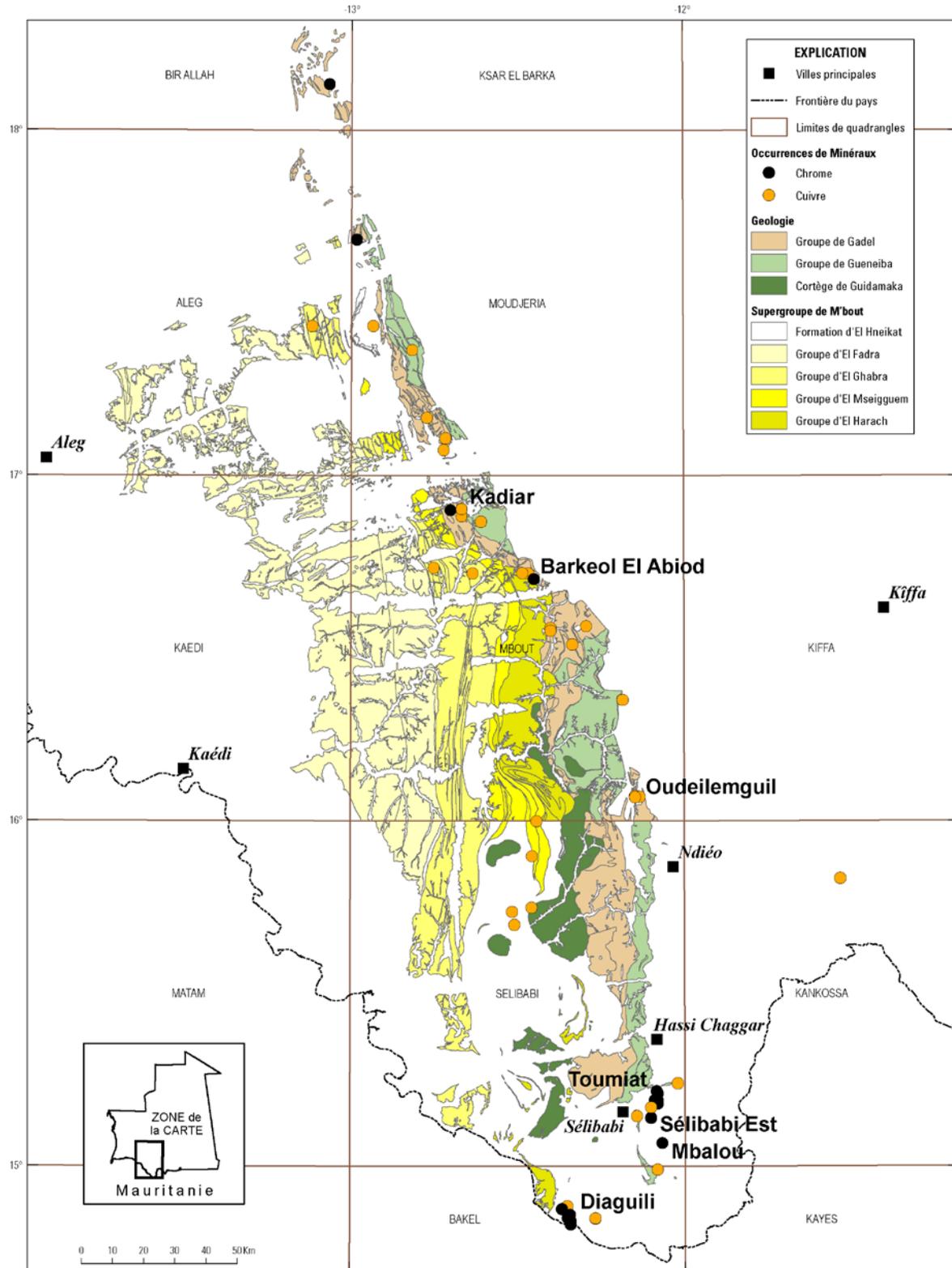


Figure 22. Géologie générale du sud des Mauritanides, montrant le Supergroupe de Mbout, le Complexe de Gorgol Noir, ainsi que les localisations des présences de Cr et de Cu-Ni examinées dans le texte.

Le Supergroupe de Mbout est constitué de quatre zones parallèles de direction nord-sud, séparées par des charriages orientés vers l'est. Les deux zones extérieures sont formées à l'est du Groupe d'El Harach, et à l'ouest du Groupe d'El Fadra, et sont dominées par des séquences pélitiques métasédimentaires. Le Groupe d'El Harach est essentiellement une unité métasédimentaire avec des intercalages volcaniques mineurs, bimodaux, métamorphosés au niveau de son affleurement sud. Les deux zones centrales sont formées des groupes d'El Ghabra et d'El Mseigguem, et sont caractérisées par des roches métavolcaniques intermédiaires à felsiques. Bien qu'il y ait des roches métabasiques décrites au sein de la Formation de Bathet Jmel, du Groupe d'El Mseigguem, et la Formation de l'Oued Erdi, du Groupe d'El Ghabra, les descriptions (Pitfield et al., 2004) indiquent qu'il s'agit d'abord de roches effusives. En raison de l'absence de roches intrusives mafiques-ultramafiques, le Supergroupe de Mbout est considéré comme non favorable aux dépôts de Cu-Ni-éléments du groupe du Pt-Cr, et ne fera pas l'objet de davantage d'examen.

Le Complexe de Gorgol Noir est constitué d'ophiolites et de séquences de faciès de marge/rift continental(e), divisé(e) en trois groupes tectoniques imbriqués, chacun avec des lithologies caractéristiques. La Suite supérieure ouest de Guidamaka est constituée de gabbro massif, et associée avec des roches plus intrusives et felsiques. La suite intrusive possède de nombreuses caractéristiques d'une association de plagiogranite, mais elle est métasomatiquement altérée et présente quelques vestiges de croûte. Le Groupe inférieur est d'El Gueneiba est formé d'un faciès schistes verts moyen à élevé d'association lithosphérique océanique ou ophiolitique, dominée par des roches métabasaltiques. Les roches métabasiques possèdent les caractéristiques d'un basalte sous-marin tholéitique, mais présentent une composition chimique plus alcaline ou de transition au sein de la plaque. Le Groupe central de Gadel est interprété comme un mélange composé d'une gamme de lithologies, comprenant la serpentinite et le quartzite (Pitfield et al., 2004). Il consiste en une association de faciès de marge/rift continental(e) et de faciès d'amphibolite de degré inférieur à élevé imbriquées en interne, renfermant des ensembles tectoniques majeurs du Groupe d'El Gueneiba, et étant tectoniquement intercalé avec les roches sédimentaires para-autochtones déformées du Bassin de Taoudéni, à l'extrême sud. Le mélange du Groupe de Gadel est observé structurellement en dessous aussi bien qu'au-dessus du Groupe d'El Gueneiba, ce qui suggère que les roches métavolcaniques constituent une ou plusieurs très grandes unités sous la forme d'une klippe frontale au sein du mélange (Pitfield et al., 2004).

Les lithologies au sein du Groupe de Gadel sont formées de deux associations majeures : 1) une association à dominante magmatique comprenant des roches ultramafiques (serpentinites), des metabasalts, des jaspilites ferrugineuses, des amphibolites à grenats, des albitites, des métagabbros, des schistes verts, et des roches métacarbonatées, et 2) une association siliclastiques métasédimentaire formée de quartzites à muscovite et kyanite, avec ou sans grenat et staurolite, de même que des micaschistes pélitiques. En raison du fait que le Groupe de Gadel est un mélange tectoniquement imbriqué, aucune succession lithostratigraphique ou tectonostratigraphique ne peut être définie. Toutefois, de manière générale, une succession simplifiée de serpentinites associées avec des talcschistes, des schistes verts, des quartzites ferrugineux, des amphibolites et des jaspilites au niveau de la transition de l'ouest vers l'est au sein des quartzites à kyanite-staurolite-grenat et des micaschistes, des quartzites à muscovite, des schistes muscovitiques, et des amphibolites locales (Pitfield et al., 2004).

Les ensembles de serpentinite forment les zones principales de relief important du Groupe, et possèdent une grande variété d'apparences, ainsi qu'une minéralogie primaire et secondaire variable. Ils sont fréquemment surmontés par des chapeaux de fer birbitiques, qui présentent des chailles secondaires, et des fractures remplies de carbonate séparant les clastes de la serpentinite hôte. La serpentinite est généralement encadrée par des quartzites mylonitiques, de caractère ferrugineux variable, et/ou des schistes

à quartz-muscovite/séricite. Les talcschistes forment invariablement des ensembles lenticulaires qui sont rarement de plus de quelques centaines de mètres de longueur, et qui sont toujours enfermés dans la serpentinite. Le profil géochimique des serpentinites suggère une formation à l'intérieur d'une plaque, dans un autre environnement que celui d'un arc. Les jaspilites ferrugineuses et les FFR subordonnées sont fréquentes au sein du mélange du Groupe de Gadel, et forment des collines basses résistantes et altérées en noir. Elles sont essentiellement associées avec les schistes pélitiques, ainsi que les roches mafiques et ultramafiques (Pitfield et al., 2004).

Des roches volcaniques métamafiques moins fréquentes sont constituées de schistes à quartz-chlorite et de schistes à amphibole verte-quartz-plagioclases. L'ensemble des schistes à amphibole et/ou épidote, des épidosites et des schistes à chlorite possèdent une composition chimique proche d'un basalte tholéitique, et possèdent des profils géochimiques qui sont caractéristiques des magmas d'intraplaques. Des lentilles alignées tectoniquement, d'amphibolite à grenat et de pyroxénite, sont présentes, et par opposition à d'autres roches mafiques et ultramafiques du Groupe, présentent des profils géochimiques caractéristiques des roches d'arc volcanique liés à la subduction. Des schistes gneissiques quartzofeldspathiques et des schistes feldspathiques à muscovite sont également présents, et sont considérés comme étant des couches de granite hautement tectonisées, corrélées avec la Suite de Guidamaka. Les roches mafiques volcanoclastiques, interprétées comme des brèches de pillow-lavas, et les schistes pélitiques au sein du Groupe de Gadel contiennent tous les deux des concentrations de malachite (Pitfield et al., 2004).

Aucune datation directe de zircon par la méthode U-Pb n'est signalée pour les roches du Groupe de Gadel. Des âges de libération incrémentale de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ des concentrés de hornblende et de muscovite suggèrent qu'un refroidissement postmétamorphique a eu lieu à la suite d'évènements tectonothermaux néoproterozoïques distincts, à environ 700-720 Ma et 640-650 Ma (Dallmeyer et Lécorché, 1989). L'épisode le plus récent est en lien avec la collision continentale panafricaine, et correspond grossièrement aux datations U-Pb obtenues pour les suites granitoïdes syn- à postcinématiques de Guidamaka (665 Ma) et Selibabi (637 Ma). La muscovite au sein des lithologies du Groupe de Gadel s'est refroidie à travers 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 tectonisée. Elles sont fréquemment associées avec des jaspilites ferrugineuses et des roches métacarbonatées. Les roches mafiques présentent deux origines différentes : une suite est comparable aux roches metabasaltiques du Groupe d'El Gueneiba, avec une composition chimique intraplaque, tandis que les amphibolites ont une composition plus typique d'une évolution d'arc volcanique lié à une subduction. Leur association avec des turbidites distales est en cohérence avec leurs origines océaniques (Pitfield et al., 2004).

Le Groupe d'El Gueneiba est imbriqué avec, et localement incorporé au sein du Groupe de Gadel. Il est caractérisé par des schistes à calcochlorite, des schistes à chlorite \pm talc \pm amphibole, et des metabasalts déformés (pillow-lavas et brèches) ayant subi un métamorphisme de faciès schiste vert de degré moyen à élevé. Les groupes demeurent indifférenciés au sud des Mauritanides, à l'exception des suites intrusives de la Suite de Guidamaka. Des lithologies moins fréquentes comprennent des phyllites à quartz-séricite, des schistes à chlorite-quartz, des metabasalts déformés avec des groupements de quartz et carbonate associés avec des brèches de pillow-lavas, des jaspilites ferrugineuses, des métakérophtes, et du marbre massif à grain fin avec des caillots pyritiques. Des insertions locales de lithologies de FFR sont présentes, et consistent en des 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 de quartz de veine recouvre une grande partie de la zone d’affleurement (Pitfield et al., 2004).

Les profils géochimiques des lithologies majeures du Groupe d’El Gueneiba montrent une grande variation de motifs, en cohérence avec des contextes alcalins intraplaque, jusqu’à des contextes d’arc volcanique lié à une subduction. La présence de pillows-lavas, au sein des roches volcaniques metabasaltiques, suggère un dépôt dans un contexte sous-marin. Le Groupe d’El Gueneiba est interprété comme formé d’ophiolites disloquées en cohérence avec le reste du Complexe de Gorgol Noir. Les relations intrusives (?) avec les roches granitiques datées de la Suite de Guidamaka suggèrent un âge minimal de $665 \pm 2,7$ Ma (Pitfield et al., 2004).

La Suite de Guidamaka est une suite de gabbro-granodiorite formant l’écaille de charriage supérieure du Complexe de Gorgol Noir, et est localement mise en place au sein du Groupe d’El Gueneiba. Le type de roche dominant est un gabbro grossier à hornblende, avec des lithologies plus felsiques consistant essentiellement en des tonalites-granodiorites intermédiaires à grossières. Les composantes gabbroïques et granodioritiques évoluent l’une vers l’autre. Elles sont principalement formées de roches massives, recoupées par des failles cassantes localement remplies de veines d’épidote. Des xénolithes de schistes metabasiques, de hornblendite, et de roches à quartz-épidote sont localement abondants, et assimilés de manière variable. Les profils géochimiques indiquent un contexte d’arc lié à une subduction. Un échantillon de microgranodiorite-tonalite a fourni un âge du zircon par la méthode U-Pb de $665 \pm 2,7$ Ma (Pitfield et al., 2004). La relation de la suite de gabbro-granodiorite aux autres groupes est incertaine. La suite gabbroïque est intensément déformée au niveau de ses marges, et présente des textures observées à travers l’ensemble du Complexe, suggérant une mise en place avant, ou au début, de l’histoire tectonique. Le gabbro n’est pas une composante fréquente du mélange du Groupe de Gadel. Par conséquent, le gabbro et les autres roches intrusives peuvent être associés génétiquement avec l’arc magmatique allochtone calco-alcalin représenté par le Supergroupe de Mbout (Pitfield et al., 2004).

Sur la base des descriptions ci-dessus des ensembles intrusifs mafiques et ultramafiques, de la présence de dépôts de SMV de type mafique (type Chypre), de dépôts de chromite podiforme, et d’un certain nombre de présences connues de $\text{Ni} \pm \text{Cu}$ et de $\text{Cu} \pm \text{Au}$ au sein des Groupes de Gadel et d’El Gueneiba, ainsi que de la Suite de Guidamaka, l’intégralité du Complexe de Gorgol Noir est considérée comme à la fois favorable d’une manière générale, et favorable en particulier à la découverte de dépôts de Ni-Cu-éléments du groupe du Pt-Cr.

De nombreuses présences minérales métalliques sont présentes dans le sud des Mauritanides, et en plus de la chromite podiforme, comprennent un ensemble de types de dépôts minéraux tels que l’or orogénique (voir Goldfarb et al., à paraître), des IOCG de type Guelb Moghreïn (voir Fernet, à paraître), des dépôts de sulfures magmatiques renfermant Cu-Ni-éléments du groupe du Pt, et des dépôts de SMV (voir Taylor et Giles, à paraître a). En raison du potentiel reconnu de la région, la zone a fait l’objet de nombreuses campagnes d’exploration remontant aux premiers relevés du BRGM à partir du milieu des années 1960 jusqu’au milieu des années 1970, suivis par différentes collaborations de l’OMRG avec le BRGM et une société privée allemande, Otto Gold, dans le milieu des années 1990. En 1995, les droits d’exploration de la zone de concession M40, formée de 20 000 kilomètres carrés au sein du sud des Mauritanides, d’immédiatement au nord des présences de Bou Zrabie et de Kadiar jusqu’à la frontière avec le Sénégal. Leur travail a inclus des sédiments de cours d’eau, des concentrés à la batée, des relevés

d'échantillons BLEG, ainsi que l'étude détaillée au niveau de 28 potentiels, utilisant un prélèvement d'échantillons de sol à faible profondeur, des tranchées/puits, un prélèvement d'échantillons d'éclats de roches, des relevés géophysiques et de la cartographie géologique. Des forages RC (51 forages, 4 180 mètres) ont été réalisés au niveau de plusieurs cibles, avec un nombre limité de forages au diamant (5 forages, 808 mètres) au niveau de plusieurs emplacements. Plus de 20 000 échantillons géochimiques ont finalement été prélevés et analysés (Gunn et al., 2004). À la suite de ces différents programmes, les relations géologiques de base au niveau des présences minérales les plus importantes ont été examinées. Ci-dessous sont fournies des descriptions de plusieurs présences au sein du Complexe de Gorgol Noir, dont on imagine qu'elles peuvent représenter des dépôts de Ni-Cu-éléments du groupe du Pt de type séparations de sulfures magmatiques. Aucune des présences décrites n'a été directement observée par l'USGS au cours du travail de terrain de 2007. Toutefois, Gunn et al. (2004) fournissent d'excellentes descriptions de ces présences sur la base d'un examen des travaux antérieurs et du travail de terrain effectué lors du programme 2003 du BGS. Leurs descriptions sont fournies ci-dessous avec des modifications mineures.

La présence de Diaguili

Ce potentiel est situé à six kilomètres au nord-est du village de Diaguili, sur la feuille de la carte à l'échelle 1/200 000^{ème} de Bakel, à proximité de la frontière internationale avec le Sénégal (Fig. 22). La minéralisation de cuivre a été considérée par le BRGM comme confinée à une zone étroite de faille silicifiée au sein d'une zone de jaspilites, de serpentinites, de schistes chloritiques et de siltites visibles au niveau de deux collines proéminentes séparées par une zone de failles discordantes (BRGM, 1975). Les forages, et d'autres études détaillées ont été conduits par le BRGM au milieu des années 1970. Dans la première phase, un recoupement de 23 mètres à une teneur de 2,08 % de Cu a été signalé entre 47,0 et 70,25 m au sein d'une zone de minéralisation d'oxydes et de sulfures. Des anomalies à faible teneur en Au ont été signalées au niveau des forages et des échantillons prélevés lors de ces premières étapes d'exploration. Par la suite, GGISA a mené un important programme de relevés géochimiques et géophysiques, suivi en 1997 par un programme de neuf forages RC, pour un total de 950 mètres (General Gold International, 1997). La géochimie du sol, analyses sur la base de centres de 100 x 20 mètres sur une longueur linéaire de trois kilomètres, a révélé des valeurs anormales d'Au et de Cu au niveau à la fois des collines sud et nord. De plus, des valeurs significatives d'Au ont été signalées au sein des sols du flanc est du quadrillage, au sein de la serpentinite et de la « jasperlite » silicifiée. Des valeurs anormales sporadiques de Pb et de Zn ont également été identifiées. Les relevés géophysiques ont inclus des données de magnétisme, IP et EM, clairement identifié les roches ultramafiques sous-jacentes, et indiqué la présence possible de sulfures disséminés au sein d'une zone. Le forage a été conçu pour tester les cibles géologiques, géochimiques et géophysiques autour à la fois des collines sud et nord. Toutefois, aucune minéralisation d'intérêt économique d'or ou de métaux de base n'a été identifiée par ce programme de forage. Le meilleur recoupement a été signalé au niveau du forage PDDA1, où 450 ppb d'Au ont été signalés entre 32 et 36 mètres, à proximité de recoupements significatifs de Cu et d'Au signalés lors des campagnes du BRGM du milieu des années 1970. Toutefois, il faut remarquer que les valeurs d'origine de Cu et d'Au n'ont jamais été retrouvées. Les anomalies de sol pour l'Au au niveau de la bordure est du quadrillage, identifiées par GGISA, n'ont pas été testées, et méritent clairement des investigations plus poussées.

La présence d'Oudelemguil

Au cours de la prospection systématique entre Barkéol et Diaguili, sur la période 1983–86, Otto Gold – OMRG ont identifié de nombreuses présences mineures de cuivre, principalement en association

avec les serpentinites et les métagabbros du Groupe de Gadel (OMRG – Otto Gold, 1986). Les plus importantes de ces découvertes se sont déroulées à Oudelemguil, Ndiéo et Hassi Chaggar.

Le potentiel d'Oudelemguil, a été découvert en 1985 par Otto Gold, et est localisé environ à 19 kilomètres au nord du village d'Oudelemguil à 16°04'17"N / 12°08'46"O (Fig. 22). Il existe plusieurs présences de Cu dans la zone, mais les deux plus intéressantes sont désignées comme la « présence principale » et la « présence de Rasi ». Les deux ont été examinées en détail par Otto Gold en 1984 et 1985, tandis que GGISA a mené des investigations limitées en 1996-97.

La géologie consiste en une séquence de direction nord-sud de roches métasédimentaires renfermant des lentilles contrôlées structurellement de roches volcaniques mafiques et de gabbro. La succession a été interprétée par GGISA comme une séquence de couches de charriage imbriquées, avec des failles marquées par d'intenses veines de quartz et une bréchification (General Gold International, 1997). La minéralisation au niveau de la présence principale se trouve au sein de trois zones étroites, présentant chacune de deux à trois mètres de large, s'étendant sur une longueur linéaire d'environ 600 mètres au sein d'une zone d'environ cent mètres de large. Elle consiste en des disséminations, des veinules, et des rubanements massifs qui suivent la schistosité au sein des roches hôtes métagabbroïques. Le rubanement massif consiste en de la malachite, de la calcite, du quartz et du talc, et est présent sur une épaisseur de 20 à 40 centimètres.

Otto Gold a mené des relevés d'IP, de résistivité et magnétiques au niveau d'Oudelemguil, mais a échoué à identifier des anomalies significatives indiquant la présence de minéralisation de sulfure massive ou disséminée à faible profondeur. Un prélèvement d'échantillons d'éclats de roches a été conduit par Otto Gold au niveau d'Oudelemguil et dans la région alentour en 1984-85. Les valeurs moyennes sur une largeur de 25 mètres ont été de 1,7 % de Cu, 0,13 % de Zn, 4 ppm d'Ag et 0,5 ppb d'Au. Toutefois, les valeurs maximales ont été de 35,5 % de Cu et 400 ppm d'Ag, avec plusieurs valeurs d'Au dans la gamme de 35 à 75 ppb. De plus, Otto Gold ont signalé localement des valeurs élevées de P, W, Pb, Bi, Co et B, en association avec les autres présences de Cu au sein du secteur d'Oudelemguil (OMRG-Otto Gold, 1986). Ces associations d'éléments suggèrent l'influence possible de niveaux élevés d'intrusions tardives de granitoïdes (W-Pb-Zn-Bi).

La seconde zone de minéralisation de Cu, la présence de Rais, est observée deux kilomètres au sud-est de la présence principale. Ici, la malachite et la chalcopryrite sont observées sous la forme d'ensembles lenticulaires, orientées à 340°, jusqu'à cent mètres de long, et quelques mètres de large, au sein des roches métavolcaniques mafiques chloritiques ferrugineuses, adjacentes d'un gabbro à grain grossier. Une intense silicification et des veines de quartz accompagnent la minéralisation de cuivre. Un prélèvement d'échantillons d'éclats de roches a été réalisé dans cette région par GGISA en 1996-97, mais a échoué à identifier des valeurs significatives de Cu, mais des valeurs élevées en Au, jusqu'à un maximum de 1 260 ppb, avec plusieurs autres renfermant quelques centaines de ppb, ont été signalées (General Gold International, 1997). Par la suite, GGISA a entrepris des études complémentaires dans la région, centrées sur l'or. En 1998-99 la société a prélevé 66 échantillons de sédiments de cours d'eau provenant d'un espace de 80 kilomètres carrés entourant le potentiel d'Oudelemguil. Ces échantillons, ainsi que les échantillons d'éclats de roche associés, ont confirmé les anomalies connues de Cu-Au de la zone, mais ont échoué à identifier de nouvelles cibles (Gunn et al., 2004).

La présence de Ndiéo

La présence, située à huit kilomètres au nord-ouest du village de Ndiéo, à 15°55'12"N / 12°05'33"O, a été découverte par Otto Gold en 1985 (OMRG – Otto Gold, 1986), et par la suite examinée en détail par Otto Gold en 1989-90, en collaboration avec l'OMRG (Fig. 22) (OMRG – Otto Gold, 1990). À la surface, elle consiste en de la malachite et des traces de chalcopryrite hébergées par du métagabbro à proximité d'un contact avec la serpentinite (Groupe de Gadel), les deux étant des inclusions tectoniques au sein d'une suite de quartzites et de conglomérats appartenant au Groupe de Djonaba.

La minéralisation de cuivre est observée au niveau de filaments sporadiques, et de rubanements d'échelle centimétrique, au sein d'une zone de direction nord, d'environ 160 mètres de long, et de un à cinq mètres de large au niveau de la surface, avec un pendage vers l'est de 35° à 45°. L'altération associée consiste en une altération argileuse d'un encaissant de gabbro, en même temps que de mineures silicifications et carbonisations locales. Les valeurs moyennes signalées au sein des 17 éclats de roches prélevés en 1985, sur une distance linéaire de 140 mètres ont été de 11,25 % de Cu et de 49 ppb d'Au, accompagnées par des valeurs d'Ag en dessous du seuil de détection.

Cinq tranchées, pour une longueur totale de 70 mètres, ont été creusées et des échantillons détaillés prélevés en 1989, pour examiner à la fois la zone de cuivre principale, et le contact de serpentinite-gabbro altéré contenant des traces probables de pyrrhotite et de pentlandite. On ne dispose pas de données géochimiques détaillées, mais en général les valeurs d'Au et d'Ag étaient très basses. Au contraire, les teneurs de Cu étaient encourageantes, avec un maximum de 18,2 % de Cu sur une largeur vraie de 2,5 m mesurée au niveau de l'une des tranchées. Bien que sa direction soit incertaine, la petite taille de la présence indique qu'il est improbable qu'elle constitue un dépôt d'intérêt économique au niveau de Ndiéo. Toutefois, des relevés géophysiques détaillés devraient être entrepris pour étudier la possibilité d'une présence de cibles de sulfures de Cu (\pm Ni, éléments du groupe du Pt) en profondeur.

La présence de Hassi Chaggar

La présence de cuivre de Hassi Chaggar est située à 15°22'35"N / 12°02'23"O, environ cinq kilomètres à l'est nord-est du village de Hassi Chaggar, à proximité de la frontière est de la feuille à l'échelle 1/200 000^{ème} de Selibabi (Fig. 22). Elle possède un contexte structural semblable à la présence de Ndiéo occurrence, hébergée par de la serpentinite (Groupe de Gadel), à proximité d'un contact faillé probable avec les grès et les quartzites.

La minéralisation a été découverte par Otto Gold en 1986 (OMRG – Otto Gold, 1990). Le prélèvement d'échantillons provenant de cinq affleurements a fourni des valeurs moyennes de Cu de 1,6 %, avec un maximum de valeur d'Au de 210 ppb, et l'ensemble des valeurs d'Ag inférieures à 5 ppm. Les tranchées réalisées par la suite (110 mètres), à travers la minéralisation visible, a généralement donné des valeurs de Cu décevantes, avec un meilleur recoupement de trente mètres à 0,24 % de Cu, y compris 0,48 % de Cu sur quatre mètres. Les valeurs d'Au associées sont également faibles, avec un maximum de 135 ppb. Aucune valeur d'Ag dépassant 0,2 ppm n'a été signalée.

La minéralisation consiste en de minces films et des remplissages de malachite et d'azurite au sein de la roche hôte de serpentinite, associés avec le développement de talc, une silicification, une ferruginisation, et de minces veines (de un à deux centimètres) d'amiante. Les dimensions des ensembles minéralisés sont inconnues, mais Otto Gold a estimé une extension linéaire maximale inférieure à cent

mètres. Les valeurs les plus élevées de Cu apparaissent en lien avec les parties les plus altérées, renfermant du talc, de la serpentinite. Cela peut être dû à la circulation de fluides hydrothermaux accompagnant le cisaillement.

Deux autres présences de cuivre mineures, avec de faibles teneurs d'enrichissement associé en or, ont été découvertes par Otto Gold à proximité de Hassi Chaggar entre 1984 et 1986 (OMRG – Otto Gold, 1990). L'Indice 94, également dénommé *Houi Damour*, est situé à 15°27'03"N / 12°04'04"O, à environ dix kilomètres au nord nord-est du village de Hassi Chaggar. La minéralisation est formée de filaments et de minces lentilles (d'échelle centimétrique) dispersés de malachite, de direction 160°, et avec un pendage vers l'ouest d'environ 40 à 60°. Elle est hébergée par des schistes chloritiques à proximité du gabbro et de la serpentinite. Les échantillons d'éclats de roches initiaux (six échantillons) ont identifié des teneurs en Cu jusqu'à 15,3 %, avec respectivement les valeurs maximales d'Au et d'Ag de 540 ppb et de 4,5 ppm. Par la suite, trois tranchées, sur une longueur totale de vingt mètres, ont été creusées en 1989-90. Le prélèvement de canal de ces tranchées a produit des teneurs moyennes de 2,1 % de Cu, et de 130 ppb d'Au, sur une largeur vraie d'environ 1,5 m. La minéralisation possède une longueur linéaire d'environ cent mètres, et est associée à une forte silicification, et au développement d'oxydes de Fe. La seconde présence identifiée par Otto Gold, connue comme étant la présence 79, ou d'Oued Moudjeri, est située trois kilomètres à l'ouest nord-ouest de Hassi Chaggar. Le prélèvement d'échantillons d'éclats de roches d'origine a révélé jusqu'à 24,2 % de Cu et 1 000 ppb d'Au, bien que ces valeurs ne soient pas considérées comme des valeurs typiquement représentatives. Par la suite, un échantillon de canaux au niveau de quatre tranchées (pour une longueur totale de 29 mètres) à travers les principales zones minéralisées a montré des valeurs de Cu dans l'intervalle 1,5–3,0 %, avec Au entre 0,8 et 1,5 ppm. La minéralisation est formée de disséminations éparses et de filaments de malachite et de chalcopyrite subordonnée, distribuées le long de la foliation au sein de la serpentinite schisteuse hôte, des talcschistes et des schistes à chlorite. La schistosité présente une direction de 110°, et un pendage vers le sud de 75°. La plus grande zone minéralisée, d'environ cent mètres de long, et de trente à quatre-vingts centimètres d'épaisseur, possède une teneur moyenne en Cu d'environ 2,5 %. La minéralisation de cuivre est accompagnée d'une forte silicification, et localement par le développement de magnétite et d'hématite.

Le potentiel économique des présences de Cu connues à proximité du village de Hassi Chaggar est faible, en raison de leur petite dimension. De plus, des valeurs élevées de Cu et d'Au, signalées au niveau des échantillons de surface ont été probablement enrichies par des processus supergènes, et devraient être considérés avec prudence. Néanmoins, ces présences démontrent l'efficacité des processus hydrothermaux locaux contrôlés structurellement dans la production de niveaux élevés à la fois de cuivre et d'or. Les éléments du groupe du Pt peuvent également dans ce contexte se trouver enrichis, et des échantillons de la minéralisation visible devraient être examinés pour des anomalies les concernant.

La présence de chromite de Diaguili, ainsi que d'autres présences réduites au sein des Mauritanides du sud

Quelques petites présences de chromite podiforme sont connues au sein du sud des Mauritanides, en association avec les serpentinites du Groupe de Gadel Group. Ces présences sont localisées au nord, à proximité de Moudjeria, et au sud, à proximité de Diaguili et de Selibabi. Les seules descriptions disponibles de ces présences sont celles produites par le BRGM à la fin des années 1960, et synthétisées dans le Plan Minéral de 1975 (BRGM, 1975). Le travail de l'USGS, en 2007, a examiné la présence de chromite podiforme de Mbalou.

Les plus importantes présences de chromite podiforme sont situées à proximité du village de Diaguili, sur la feuille de carte à l'échelle 1/200 000^{ème} de Bakel. La principale, cinq kilomètres à l'est de Diaguili, à 14°51'00"N / 12°21'00"O, est formée de lentilles discontinues de chromitite avec un fort pendage, visibles sur une distance linéaire d'environ 500 mètres, d'orientation nord-sud. L'ensemble distinct le plus important est de 55 mètres de long, avec une épaisseur moyenne de trois mètres. Deux autres lentilles dépassent dix mètres de longueur. Les lentilles et la serpentinite incluse sont fortement tectonisées et plissées. La teneur moyenne signalée au niveau de cet emplacement est de 25,5 % de Cr₂O₃, avec un rapport Cr/Fe de 1,61. L'extension verticale de la chromite est limitée : deux forages réalisés pour recouper la chromitite 25 mètres en dessous de la surface du sol ont uniquement rencontré de la serpentinite nue. Une seconde présence, environ quatre kilomètres au nord-est de Diaguili, est formée de blocs de chromitite sur une superficie de 80 x 15 mètres, sans aucun affleurement de la roche mère. La teneur moyenne de ce matériau est de 34,3 % de Cr₂O₃.



Figure 23. Photographie montrant les pods de chromite au niveau de la présence de chromite podiforme de Mbalou. La présence est hébergée au sein de la roche serpentinisée du Groupe de Gadel.

D'autres petites présences de chromite sont observées au sein des serpentinites du Groupe de Gadel, à proximité de Sélibabi. La présence podiforme de chromite de Mbalou est située approximativement à quinze kilomètres au sud-est de Sélibabi, à 12°04'O, 15°04'N, sur la feuille de carte à l'échelle 1/200 000^{ème} de Sélibabi (Fig. 22). Plusieurs pods de chromitite, ainsi que des blocs dispersés de chromitite sont observés sur une superficie d'environ 100 x 25–30 mètres, y compris un petit affleurement (Fig. 23). Les pods atteignent trois mètres de long. Trois tranchées d'environ dix mètres de long, et recoupant deux pods, révèlent des valeurs moyennes de Cr₂O₃ de 41,7 %, avec un rapport Cr/Fe de 1,8. Au niveau de Toumiat, treize kilomètres au nord-est de Sélibabi, des galets de chromitite sont présents sur une petite surface au sein

d'un ensemble de serpentinite. Le BRGM a signalé au niveau de cette localité des valeurs de Cr_2O_3 de 28 pourcent, et un rapport Cr/Fe de 1,23.

Un petit nombre de présences de chromite, principalement des blocs détachés flottants, sont observés en association avec des masses de serpentinite dans un contexte semblable à l'ouest nord-ouest de Moudjeria, sur la carte de la feuille à l'échelle 1/200 000^{ème} de Bir Allah. Le plus grand ensemble, au niveau de Gouerarate ($13^\circ04'00''\text{O}$, $18^\circ08'00''\text{N}$), consiste en une lentille visible de dix mètres de long et jusqu'à quatre mètres de large. Les teneurs en Cr_2O_3 de quatre échantillons signalés par le BRGM se situent dans l'intervalle 21,5–36,7 % de Cr_2O_3 .

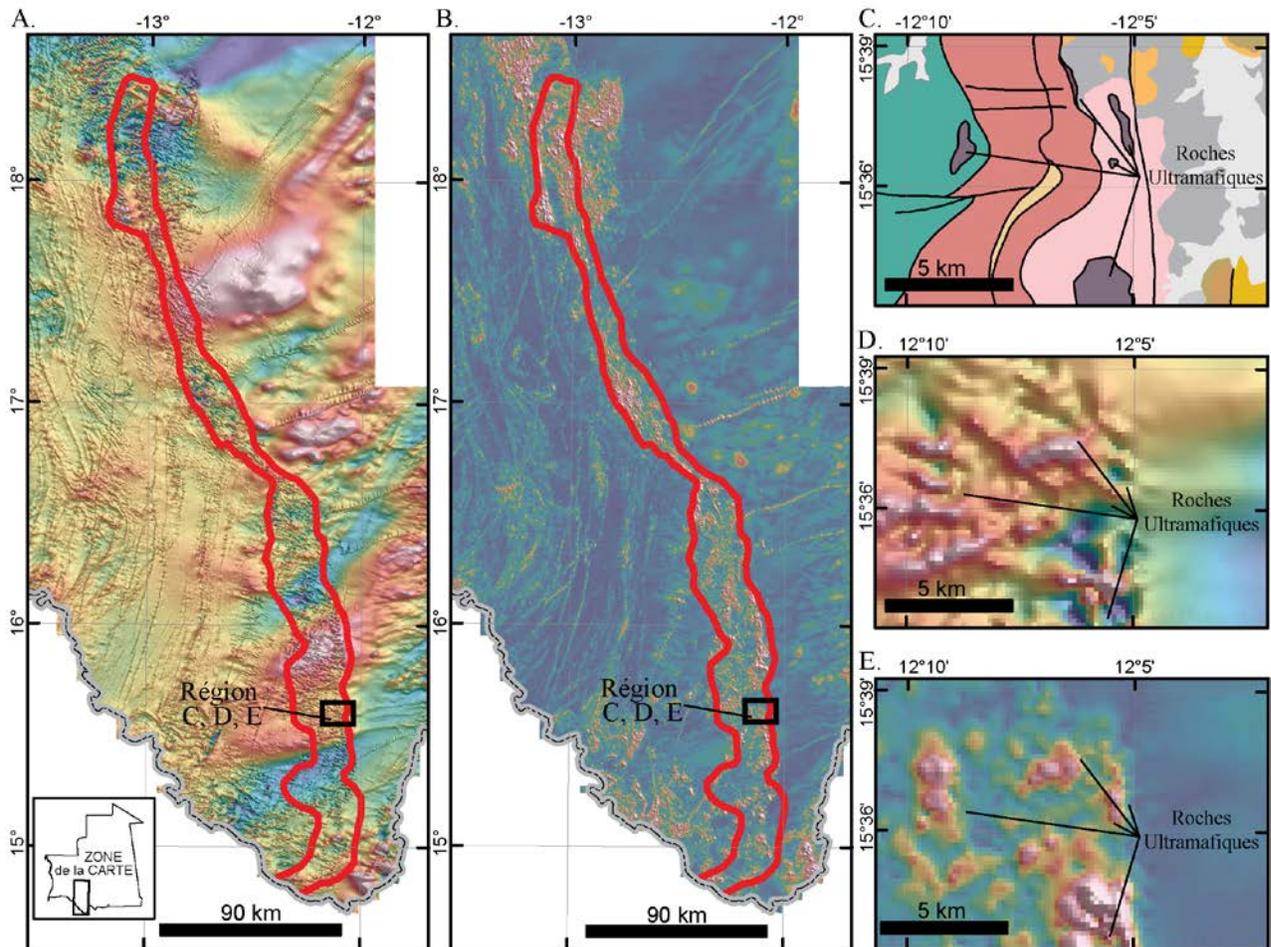


Figure 24. Cartes montrant la signature aéromagnétique des roches ultramafiques au sein du sud des Mauritanides. A. Carte des anomalies magnétiques réduite au pôle (RTP). Les roches ultramafiques et serpentinisées sont présentées comme anomalies magnétiques positives à haute fréquence. Les larges anomalies magnétiques de direction est nord-est sont interprétées comme reflétant les roches du socle. Les anomalies magnétiques positives et négatives sont présentées respectivement par des couleurs chaudes et froides. B. Le signal analytique des données RTP. Les roches ultramafiques et serpentinisées sont mises en valeur, et les larges anomalies est nord-est, évidentes au sein des données RTP, ont été supprimées. Les anomalies de signal analytique positives et négatives sont présentées respectivement par des couleurs chaudes et froides. C. La carte géologique d'une zone du sud des Mauritanides, montrant la répartition des roches ultramafiques. D. La carte des anomalies magnétiques RTP, montrant les anomalies magnétiques de haute fréquence associées avec les roches ultramafiques. E. Signal analytique mettant en valeur les roches ultramafiques au sud des Mauritanides. A et B ont la même dimension. Le carré noir sur A et B montre l'étendue de C, D, et E.

Au sein des Mauritanides du sud, plusieurs unités pétrographiques ultramafiques et serpentinisées sont cartographiées comme appartenant aux Groupes de Gadel et de Gueneiba, les deux étant des segments d'ophiolites en obduction du Complexe de Gorgol Noir. En général, la carte des anomalies magnétiques RTP présente dans la région un motif tacheté d'anomalies positives et négatives des hautes fréquences magnétiques (Fig. 24). De nombreuses larges anomalies magnétiques positives, de direction est nord-est, sont également présentes. Ces anomalies sont interprétées comme reflétant des roches du socle plus profondes se prolongeant au sein, et en-dessous, des roches sédimentaires du Bassin de Taoudéni (Finn et Anderson, à paraître). Les anomalies magnétiques de hautes fréquences positives RTP sont corrélées spatialement avec les unités pétrographiques cartographiées ultramafiques et serpentinisées. Les anomalies magnétiques négatives RTP peuvent être liées à des schistes et des roches métapélitiques au sein des roches cartographiées. Le signal analytique montre également une forte corrélation spatiale avec les unités pétrographiques ultramafiques et serpentinisées cartographiées. Plusieurs anomalies positives de signal analytique de direction nord sont largement présentes dans les Mauritanides du sud. Ces ceintures linéaires sont de l'ordre de dix à vingt kilomètres de long, et sont interprétées comme reflétant des roches ultramafiques et serpentinisées au sein du sud des Mauritanides, et pouvant contribuer à délimiter des zones favorables aux dépôts de latérite à Ni associés avec l'altération de ces roches (Fig. 24).

6.6 – Sills, dykes, laccolithes, et cheminées mafiques-ultramafiques de Mauritanie

De nombreuses intrusions de composition mafiques-ultramafiques et de morphologie variée sont très présentes à travers l'ensemble des domaines physiographiques de Mauritanie, à l'exception du Bassin Côtier. Elles sont particulièrement abondantes au sein du Bouclier de Rgueibat, où plusieurs générations de dykes majoritairement mafiques ont été reconnues en plus des amphibolites, métagabbros, et roches ultramafiques déjà décrites. La majorité des dykes sont des microgabbros et des gabbros tholéitiques, avec des basaltes subordonnés. Au sein du Bassin archéen, des groupements de dykes à la fois pré- et postmétamorphiques sont définis, et la partie paléozoïque du Bouclier est recoupée par de nombreux dykes post-Birimien (Lahondère et al. 2003 ; Pitfield et al., 2004).

Le Bouclier archéen présente une longue histoire de mises en place de dykes, particulièrement dans la partie nord-ouest des terrains de Tasiast-Tijirit et de Choum-Rag el Abiod. Toutefois, les dykes prémétamorphiques précoces sont insignifiants en termes de volume. Ils comprennent des dykes métamafiques au sein des gneiss migmatitiques mésoarchéens, et des dykes anorthositiques peu fréquents au sein des terrains de Choum-Rag El Abiod. Les dykes postmétamorphiques sont les plus importants en volume, et particulièrement concentrés au niveau d'un groupement de dykes de direction N-E. Ceux-ci sont localement suffisamment abondants pour que seule une petite partie des roches encaissantes soient visibles, tandis qu'ailleurs les dykes sont épars. Le mode de mise en place peut être directement lié à la structure de la roche encaissante. Les dykes sont abondants au sein des zones sous fortes tensions des gneiss foliés, mais sont moins abondants au sein des lentilles de lithologies de faibles contraintes, comme les granites, et les gneiss migmatitiques ou charnockitiques. Les dykes formant des intrusions au sein des zones de fortes contraintes sont typiquement plus étroits que ceux présents dans les zones à faibles contraintes. En général, les dykes sont de direction N-O et N-E, avec le dyke dominant de direction NE-SO. Au sein des ceintures de greenstones, les dykes tendent à une direction N N-E, parallèle avec les zones locales de cisaillement. La bordure ouest du groupement principal de dykes de direction N-E est observée au centre de la feuille de la carte à l'échelle 1/200 000^{ème} de Chami. Sa marge est est masquée sous les roches sédimentaires du Bassin de Taoudéni (Fig. 25 ; Pitfield et al., 2004).

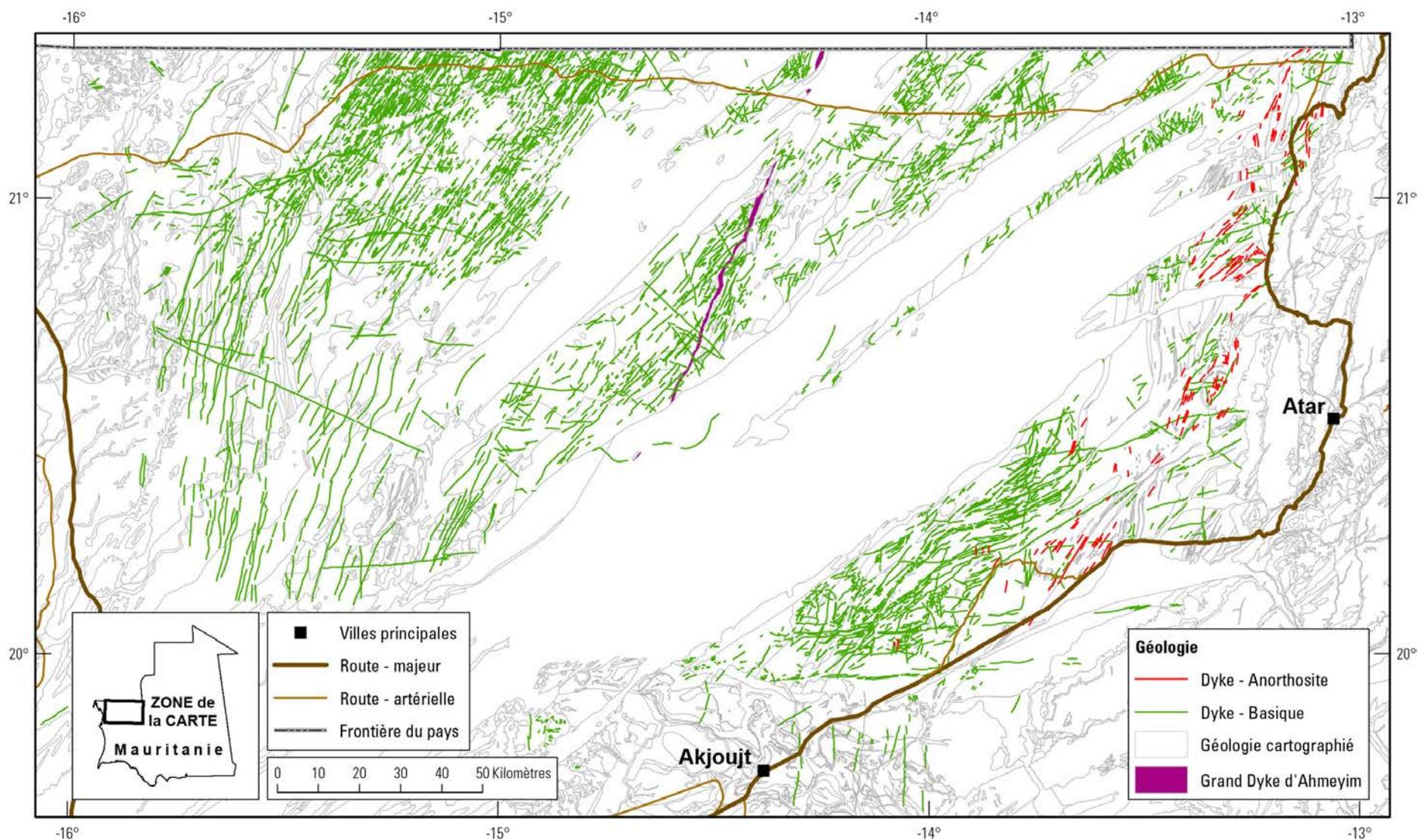


Figure 25. Répartition de dykes au sein de la partie nord-ouest du Bouclier archéen de Rgueïbat. Des dykes basiques sont présentés en vert, les dykes d’anorthosite au sein des terrains de Choum-Rag el Abiod sont présentés en rouge, et le Grand Dyke d’Ameyim est présenté en violet (d’après Pitfield et al., 2004). Les lignes gris indiquent la géologie cartographiée.

Les dykes pré- et syn-métamorphiques consistent en des dykes d'anorthosite, des intrusions semblables à des dykes de gabbro amphibolisé à du microgabbro, et des dykes basaltiques mégacristiques associés avec des laves mégacristiques au sein des ceintures de greenstones sur la feuille de la carte à l'échelle 1/200 000^{ème} d'Ahmeyim. Les anorthosites sont massives, de grains moyens à grossiers, et formés de plus de 85 pourcent de plagioclases, essentiellement de l'andésine, avec des quantités variables de hornblende. Le pyroxène primaire (diopside) est remplacé par de la hornblende avec du sphène accessoire, de la magnétite, de rares rutilés et du zircon, avec de la chlorite secondaire, de l'épidote zoisite, de la hornblende, des sulfures mineurs disséminés. La mise en place de ces roches est antérieure à la mise en place du Complexe de granite de Touijenjert. Les dykes amphibolisés de gabbro-microgabbro présentent des grains moyens à grossiers, de vert sombre à noir, et sont composés de quantités variables de plagioclases, d'actinolite de vestiges de pyroxène. Pratiquement l'ensemble du pyroxène a été remplacé et pseudomorphisé par de l'amphibole verte à actinolite. Sur le plan géochimique, ces roches sont très similaires au Grand Dyke d'Ahmeyim (décrit ci-dessous). Les dykes de basalte mégacristiques ont été mis en place au sein des ceintures de greenstones, possèdent fréquemment une texture de cisaillement intense. Ils sont de manière dominante formés d'actinolite (≥ 75 pourcent), avec des quantités subordonnées de plagioclase et de clinozoisite, ainsi que du sphène accessoire des opaques (Pitfield et al., 2004).

Les dykes postmétamorphiques sont très répandus, et sont de quatre types : 1) des dykes gabbroïques de direction E-O qui forment localement de petites collines, et sont situées dans la partie sud de la feuille des cartes à l'échelle 1/200 000^{ème} d'Atar, d'Ahmeyim, et d'Akjoujt. Ils sont constitués de labradorite, de pigeonite, d'hypersthène, d'augite, de séricite et d'épidote. Les dykes E-O sont recoupés par une série de dykes de microgabbro de direction N-S, et par des dykes basiques friables de direction NE-SO. Ils sont recoupés par des failles majeures (fréquemment mylonitisées) NE-SO. 2) des dykes basiques friables de direction N N-E à N-E (datés de $1\ 949 \pm 9$ Ma) sont les plus répandus, et forment un groupement majeur de dykes à travers les terrains de Choum-Rag El Abiod, et la moitié est des terrains de Tasiast-Tijirit. Le groupement se poursuit vers le nord en Afrique du Nord. Pris isolément, les dykes ont essentiellement jusqu'à dix mètres d'épaisseur, et bien qu'un certain nombre de dykes d'environ trente mètres d'épaisseur soient observés. Les dykes possèdent des tracés légèrement courbes, bifurquent localement, et forment également un ensemble échelonné au N-O du principal groupement. La majorité des dykes est massive, de basaltes et de microgabbros non altérés. Ils recoupent les granites de Touijenjert, et les grès de la base du Bassin de Taoudeni surmontent les dykes en discordance, montrant que la plupart sont d'âge précambrien. Les dykes ont des contacts nets avec leurs encaissants. 3) des dykes de gabbro de direction N-S et E-O à E N-E - O S-O sont moins abondants que les deux autres ensembles de dykes. Ils forment des affleurements persistant linéairement, et pouvant être suivis sur de grandes distances. Des dykes gabbroïques isolés E N-E - O S-O (tel que le Dyke d'Agada) peuvent être suivis jusqu'à des distances de plusieurs centaines de kilomètres à travers le Bouclier ouest de Rgueïbat. Le dyke de Touyerma, dans la partie sud de la feuille d'Atar a présenté un âge d'environ 1 500 Ma (Dosso et al., 1979). Le caractère général de l'affleurement est rectiligne, avec des dykes recoupant à 90°. En général, les dykes N-S et E-O sont de grains moyens à grossiers, et les dykes E N-E - O S-O sont à grains fins. Les suites de dykes N-S et E N-E - O S-O sont constituées de gabbros dépassant fréquemment vingt mètres de large, et de rares basaltes souvent inférieurs à dix mètres de large. Les dykes NE-SO et NO-SE présentant typiquement des largeurs de 8 à 12 mètres sont abondants dans la région de Tasiast-Tijirit. 4) Une gabbronorite litée, un leucogabbro et une gabbrodiorite appartenant au Grand Dyke d'Ahmeyim. Une caractéristique essentielle des terrains de Tasiast-Tijirit est un important dyke de direction 030°, pouvant être suivi sur plus de 100 kilomètres avant de disparaître sous le sable aux deux extrémités. Ils présentent des épaisseurs atteignant quatre kilomètres d'épaisseur, et un important litage vertical au niveau de son extrémité nord pouvant suggérer qu'il s'agit

d'une intrusion composée. La principale lithologie est un gabbro à orthopyroxène massif, à grains grossiers, équigranulaire, ainsi qu'un microgabbro moins fréquent. Un faciès de leucogabbro est commun (particulièrement sur sa partie ouest au niveau des affleurements les plus au sud) avec des feldspaths abondants. Deux pyroxènes et une amphibole sont localement visibles au niveau des échantillons prélevés à la main. Les gabbros et les gabbrodiorites sont amphibolitisés, et sont constitués de plagioclases séricitisés et d'actinolite, contenant localement des vestiges non altérés de clinopyroxène et de petites quantités de chlorite, de quartz, et d'oxydes opaques. Les sulfures sont à l'évidence absents (Pitfield et al., 2004).

Tait et al. (à paraître) ont récemment obtenu une datation précise de $2\,733 \pm 2$ Ma (baddéléyite U-Pb) du Grand Dyke d'Ahmeyim. Leur travail note la nature boninitique du Grand Dyke, et suggère que le Dyke fait partie d'une grande région magmatique (LIP) qui était présente de manière sous-jacente et a envahi le Craton Ouest Africain. Des âges semblables pour les roches gabbroïques et les autres roches du métagabbro d'Iguilid, au sein des terrains d'Amsaga, apportent un lien avec l'évènement magmatique anorogénique qui a suivi le métamorphisme à faciès de granulite du Bouclier archéen de Rgueïbat, et suggère que la fusion anorogénique était un évènement lié aux ensembles de plaques sous-jacents de LIP du Bouclier archéen de Rgueïbat. De manière significative en vue d'une exploration de Ni-Cu-éléments du groupe du Pt au sein du Bouclier archéen, Tait et al. (à paraître) remarquent des similitudes de taille et de composition du Grand Dyke d'Ahmeyim avec le Grand Dyke plus récent du Zimbabwe. Ils suggèrent que les magmas du Grand Dyke d'Ahmeyim peuvent avoir été enrichis en Cu par rapport aux valeurs du manteau primitif (utilisant des rapports de Cu/Zr comme une marque de l'accumulation ou de pertes de sulfures) et peuvent avoir des concentrations en Ni semblables ou inférieures à celles d'épanchements de basaltes continentaux typiques. Cela laisse supposer que les magmas ayant formé le Grand Dyke étaient propices, et ont pu subir une saturation des sulfures, et une perte des sulfures magmatiques non solubles à un point de son évolution. De plus, concernant le potentiel, à l'évidence sous-évalué, du Grand Dyke d'Ahmeyim lui-même, un potentiel du même ordre doit être pris en compte pour refléter les autres petits dykes subparallèles appartenant à cette suite à travers l'ensemble du Bouclier archéen (Tait et al., à paraître).

Les contributeurs du BRGM au sein de la partie paléoprotérozoïque du Bouclier de Rgueïbat fournissent des éléments sur deux types de dykes basiques, recoupant l'ensemble, à l'exception de la toute dernière phase de magmatisme granitique, liée à l'orogénie birimienne (Lahondère et al., 2003). Le type le plus fréquent de dyke est formé de roches gabbroïques, définies alternativement comme des dolérites, ou des diabases, qui sont généralement altérées hydrothermalement. Ces dykes sont occasionnellement riches en feldspaths (gabbro alumineux), et présentent une chloritisation et une saussuritisation des plagioclases. Le second type de dyke correspond à des roches andésitiques, avec des textures semblables à des laves, et des caractéristiques texturales distinctives comprenant un pyroxène en blocs et des bordures de clinopyroxène cornéal entourant des orthopyroxènes phénocristiques. Sur le plan de la composition, le second type de dyke est constitué d'andésites magnésiennes ou de boninites. Les contributeurs du BRGM indiquent que la dernière période du Birimien de la majorité de ces dykes est bien établie sur la base de relations mêlées entre les derniers granites du Birimien et les dykes gabbroïques, de même que les liens de recoupement entre les dykes et les derniers épisodes birimiens de dykes de pegmatite et d'aplite mis en place à approximativement à 2020 Ma (Lahondère et al., 2003). Les groupements de dykes sont particulièrement bien développés au niveau des feuilles des cartes à l'échelle 1/200 000^{ème} de Tourassin, Gleïbat Tenebdar et Bel Guerdan. Sur la feuille de carte de Tourassin, les dykes sont généralement de direction N N-O – S S-E ou NE-SO, et sont localisés respectivement au sud et au nord du parallèle de coordonnées 24° 35' N. Sur la feuille de la carte de Gleïbat Tenebdar, la plupart des dykes sont de direction

N N-E – S S-O, avec une composante N-S, ou NE-SO, avec une composante E N-E – O S-O. Dans le quart nord-ouest de la feuille de la carte de Bel Guerdan, les dykes de direction NE-SO ou E N-E – S S-O sont très abondants. En général, l'ensemble des dykes est relativement petit, avec des largeurs de métriques à quelques dizaines de mètres. Ils sont bien visibles sur les images Landsat, et sont généralement linéaires, rectilignes, ou de forme légèrement courbe, avec des longueurs allant de dizaines à des centaines de mètres (Lahondère et al., 2003).

Dans le détail, les dykes les plus tardifs du Birimien s'échelonnent d'une composition ultrabasique à intermédiaire, et comprennent des microbasaltes, des basaltes, des trachybasaltes, des andésites basaltiques, et des trachyandésites basaltiques. Les roches ultrabasiques sont dans le domaine de composition des komatiites. Toutefois, la nature grossière de la taille des grains de ces roches laisse imaginer des textures d'accumulation. En général, la suite des dykes du Birimien les plus tardifs est fortement hétérogène en composition, mais d'abord de nature subalcaline. Ils présentent généralement des signatures d'arc volcanique lié à une subduction, probablement hérités de la fusion de la croûte du Birimien (Lahondère et al., 2003).

De nombreux dykes basiques post-tectoniques recoupent la ceinture des Mauritanides dans les régions centrales et sud des Mauritanides, en plus des intrusions mafiques-ultramafiques du Complexe de Gorgol Noir, décrit ci-dessus. Elles sont plus nombreuses et fréquentes dans les Mauritanides centrales, où les dykes inférieurs à environ trois mètres d'épaisseur sont présents, mais sont trop petits pour être cartographiés, à moins d'être présents sous la forme de groupements peu espacés (Pitfield et al., 2004). Un grand nombre de dykes de direction N-S à N N-E – S S-O recoupent l'empilement de nappes d'Akjoujt, ainsi que les frontières de charriage associées. Un ensemble subordonné de direction NE-SO suit fréquemment les failles tardives. Des dykes des deux directions recoupent les sédiments para-autochtones du Groupe de Nouatil, au nord et à l'est de l'empilement de nappes d'Akjoujt. Les dykes sont de façon prédominante basiques, et dépendent de leur gamme de taille, entre le gabbro, le microgabbro, et le basalte. Nombre des dykes plus épais sont constitués d'un intérieur de gabbro à grains grossiers qui évolue vers l'extérieur vers des microgabbro et des marges basaltiques refroidies. Un regroupement proéminent de direction N-S de dykes de microgabbro recoupe le côté ouest de l'empilement de nappes d'Akjoujt. Au sein d'une section de 2,75 km de direction E-O, le BGS a enregistré douze dykes s'échelonnant en épaisseur de 2 à 45 mètres (Pitfield et al., 2004).

Les dykes basiques post-tectoniques du sud des Mauritanides recoupent l'ensemble des unités majeures, mais sont principalement concentrés dans un groupement de direction N-S d'environ 15 à 20 kilomètres de large, le long du méridien 13°N, à travers les roches du Groupe d'El Fadra. À l'est, le dyke adopte des directions plus dispersées, avec des directions E-O, NO-SE, et NE-SO, recoupant les roches de Gorgol Noir, ainsi que les roches para-autochtones. L'ensemble des dykes est constitué de microgabbros massifs, qui varie d'une olivine pratiquement pure à un gabbro amphibolitisé dans lequel l'ensemble du pyroxène et de l'olivine ont été remplacés sous la forme de pseudomorphes d'actinolite (Pitfield et al., 2004).

Les intrusions mafiques du Jurassique inférieur sont observées sur de grandes zones de sections à la fois au nord-est et au sud-est du Bassin de Taoudéni. Elles consistent en des sills et des complexes en strates, des dykes, des laccolithes, et des cheminées qui recoupent les roches sédimentaires du Néoprotérozoïque au Cambrien, et sont recouvertes par le Groupe de Nema du Jurassique inférieur à moyen. Bien que non daté directement, un dyke de microgranite granophyrique renfermant de la hornblende,

recoupant l'empilement de nappes d'Akjoujt a fourni un âge du zircon par la méthode U-Pb de $199,1 \pm 3,6$ Ma (Pitfield et al., 2004). Ces intrusions mafiques sont une composante de la région centrale magmatique atlantique (CAMP), des dykes tholéitiques de 200 Ma, des sills, et des coulées de lave associées avec la dislocation de la Pangée (Marzoli et al., 1999), qui a compris un évènement de fusion de LIP lié à l'ouverture de l'océan Atlantique. Elles sont de manière dominante composées de gabbro et de microgabbro, avec de moindres quantités de diorite, et recoupées par des veines de leucogranite. Dans les deux zones, aussi bien qu'au niveau de la région frontière au sud d'Ayoum El Autrous, ces intrusions sont associées avec de nombreuses présences de $\text{Cu} \pm \text{Au}$ de type inconnu, pouvant constituer des dépôts de différents types, y compris cuivre sédimentaire, veine épithermale, ou séparations magmatiques (semblable au type Norilsk ; voir Taylor et Giles, à paraître c). Elles sont mentionnées ici comme étant favorables aux dépôts magmatiques de Cu-Ni - (éléments du groupe du Pt, Co-Au), apportés par d'importants conduits ou dykes d'alimentation pouvant être cartographiés (voir ci-dessous). Un travail supplémentaire sera nécessaire pour déterminer si elles sont d'intérêt économique. Les cheminées sont des caractéristiques remarquables de la région de Chegga, dans le nord-est du Bassin de Taoudéni, où elles pénètrent au-dessus des roches sédimentaires, et renferment plusieurs petites présences de cuivre (Chegga Guettatira, Kreb en Naga, Kreb en Naga SO ; décrite dans Taylor et Giles, à paraître c). Au sud-est de Taoudéni, deux importants massifs (les massifs d'Amourj et d'Agouenit) formés de sills coalescents ou de laccolithes constituent la région vallonnée au sud, et au sud-ouest, du village de Nema. Au moins une présence de cuivre est associée avec ces massifs de laccolithes (Nejam-Medroume ; Taylor et Giles, à paraître c).

En résumé, il semble qu'il y ait au moins trois, et probablement quatre générations de mise en place de dykes mafiques sur le territoire mauritanien : 1) un évènement tardif mésoarchéen à néoarchéen (approximativement 2 750 Ma), lié à un magmatisme anorogénique, et à une fusion profonde de la croûte en dessous des terrains de Tasiast-Tijrit et Choum-Rag el Abiod, 2) une succession paléoprotozoïque (≥ 1500 Ma) s'étant mise en place à la suite de l'orogénie birimienne, 3) une succession du Néoprotozoïque tardif au Cambrien précoce (570 à 550 Ma) s'étant mise en place pendant la période de soulèvement et de refroidissement à la suite de l'évènement panafricain I, et immédiatement avant le début de l'évènement panafricain II, et 4) une succession du Jurassique inférieur (200 Ma) liée au CAMP mis en place pendant le rift proto-Atlantique. Actuellement, seuls les dykes basiques d'âge Jurassique, qui recoupent les strates sédimentaires du Bassin de Taoudéni, sont connues pour être associées avec des présences métalliques mineures. En raison de leur petite dimension, et du manque d'indices de différenciation ou de litage, elles sont généralement considérées comme probablement non favorables à des accumulations d'intérêt économique de sulfures magmatiques. Toutefois, quelques dykes plus importants présentant un litage et d'autres caractéristiques géochimiques favorables, tel que le Grand Dyke d'Ahmeyim sont présents. Ces dykes plus importants possèdent un potentiel non évalué de dépôts de Ni-Cu -éléments du groupe du Pt-Cr.

7 – Zones favorables aux dépôts de Ni, Cu, éléments du groupe du Pt, et Cr au sein des roches mafiques-ultramafiques de Mauritanie

Sur la base d'une synthèse des données PRISM de l'USGS pour le chrome et du potentiel de Cu-Ni (\pm Co, Au) de la Mauritanie, des zones considérées comme favorables aux dépôts hébergés dans des ensembles grossièrement qualifiés de mafiques-ultramafiques sont présentées sur la Figure 26. Les critères de délimitation de ces zones sont fondés sur la géologie favorable, telle que décrite par les rapports du BGS (Gunn et al., 2004 ; Pitfield et al., 2004) et du BRGM (Marot et al., 2003), et sont d'abord divisés au niveau du Complexe, de la Suite, ou du Groupe, ainsi lorsque cela est possible au niveau de la Formation. Un second critère essentiel de sélection des zones est la répartition des présences connues de chromite, d'amiante, de cuivre, et de nickel, là où elles sont hébergées au sein de roches hôtes favorables. Il n'existe actuellement pas de présences renfermant des éléments du groupe du Pt citée dans l'inventaire national mauritanien des présences minérales. Huit zones sont définies comme suit : au sein des roches mésoarchéennes du sud-ouest du Bouclier de Rgueïbat, 1) une zone est tracée, favorable aux dépôts de Ni-Cu-éléments du groupe du Pt au sein des séquences supracrustales actuellement regroupées au sein du Groupe de Lebzenia, appartenant aux terrains de Tasiast-Tijirit. Plus spécifiquement, la Formation de Sebkhet Nich, ainsi que la Formation corrélée de Talhayet englobe les séquences volcaniques mafiques actuellement connues, ainsi que les roches ultramafiques associées au sein des ceintures de greenstones, et hébergent des présences connues de nickel et d'amiante. Cette zone, englobant les sept ceintures distinctes de greenstones des terrains de Tasiast-Tijirit, ainsi que leur extension sous la couverture, sur la base des données aéromagnétiques, représente la zone totale considérée comme favorable des dépôts hébergés dans des roches ultramafiques. Les zones cartographiées, des Formations de Sebkhet Nich ou de Talhayet, représentent des zones plus favorables à la présence de tels dépôts. 2) Une zone est tracée sur le Complexe d'Amsaga, des terrains de Choum-Rag El Abiod, représentant une zone de potentiel de dépôts de chromite et de Cu-Ni-éléments du groupe du Pt au sein des complexes ultramafiques lités. 3) Dans le secteur d'Inchiri des Mauritanides Centrales, une zone distincte est tracée sur le Groupe mésoarchéen de Saouda, appartenant aux terrains de Choum-Rag El Abiod. 4) Au sein de l'empilement de nappes d'Akjoujt du secteur d'Inchiri, une zone est tracée pour englober les roches intrusives mafiques-ultramafiques du Groupe d'Agoualilet, de la Suite d'Amleila (actuellement cartographiée comme corrélée à la Suite de Guidamaka), ainsi que de la Formation d'Adam el Bouje, de la Formation de Treïfiyat, du Sous-groupe de Toueirja, et de la Formation d'Akjoujt. 5) Dans la partie mésoarchéenne du Bouclier de Rgueïbat, une zone est tracée sur la feuille de la carte de Zednes, et représente une zone de potentiel de dépôts de chromite et de Cu-Ni-éléments du groupe du Pt, au sein des complexes ultramafiques semblables à ceux décrits au sein du Complexe d'Amsaga. Cette zone est tracée sur les roches de la Suite de Zednes et du Complexe de Temmimichate Tsabya. 6) Au sein de la partie paléoprotérozoïque du nord-ouest du Bouclier de Rgueïbat, une zone est tracée collectivement sur des unités pétrographiques spécifiques, cartographiées mafiques-ultramafiques, de la Suite de Gleibat Tenebdar, ainsi que des Complexes d'Adam Esseder, d'Adam Anajim, de Rich Anajim, d'Agueltd el Maï, et de Tsalabia el Khadra, qui représentent ensemble de petites cibles fréquentes, favorables à la présence de complexes ultramafiques annulaires de type Alaska/Oural, au sein d'une importante région du Bouclier paléoprotérozoïque. Les sous-unités spécifiques cartographiées comprennent : la sous-unité RAam, au sein du Complexe Rich Anajim, la sous-unité MAam, au sein du Complexe d'Agueltd el Maï, la sous-unité KHpx, au sein du Complexe de Tsalabia el Khadra, la sous-unité TGgb, au sein du Complexe de Tmeïmichatt Ghallamane, la sous-unité GTrg, au sein de la Suite de Gleibat Tenebdar, et la sous-unité AEgb, au sein du Complexe d'Adam Esseder. 7) Au sein du sud des Mauritanides, une zone est tracée sur le

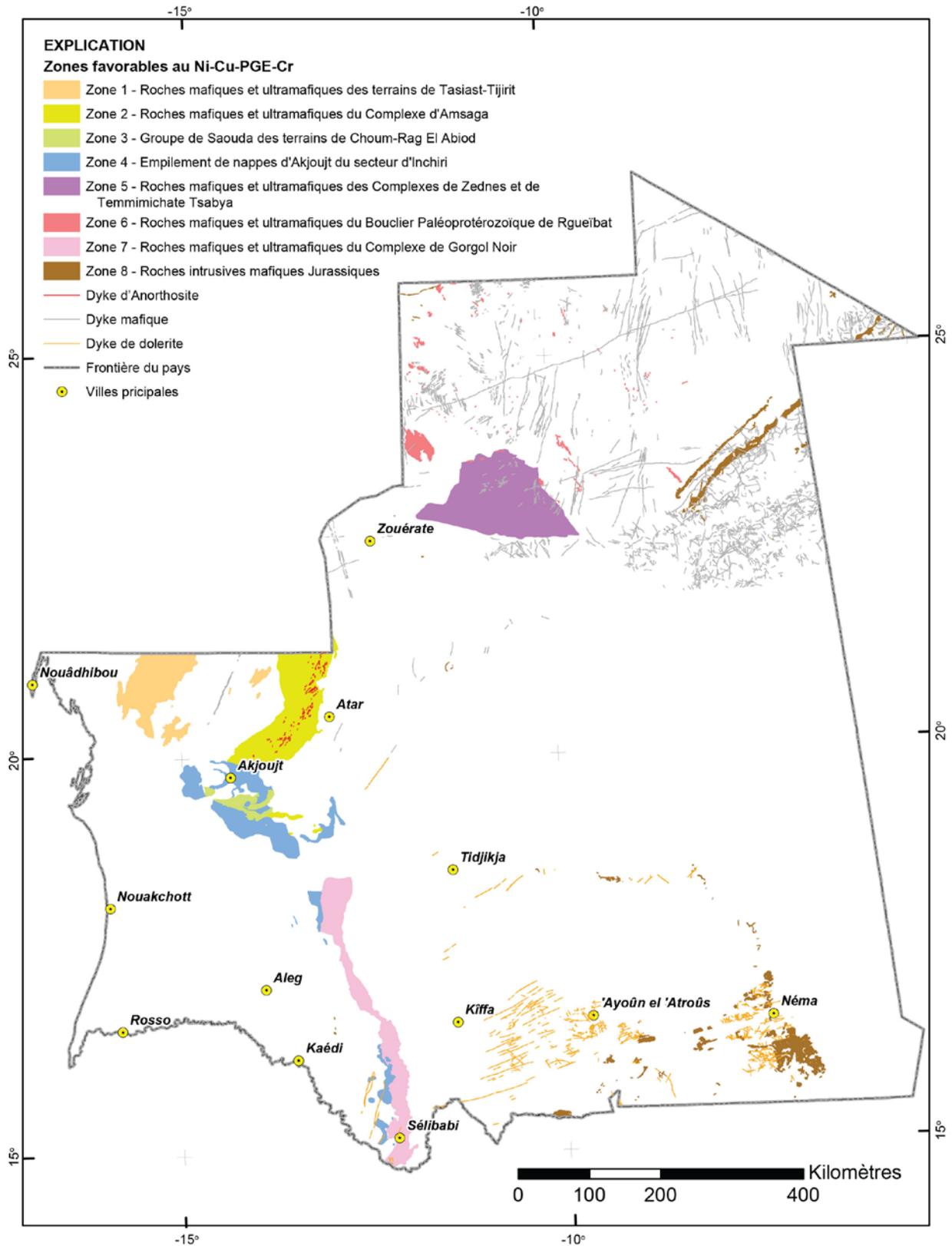


Figure 26. Géologie favorable aux dépôts de Ni, de Cu, d'éléments du groupe du Pt, et de Cr, au sein des roches mafiques et ultramafiques du territoire de la Mauritanie.

Complexe de Gorgol Noir, un mélange ophiolitique composé d'un assortiment structurellement complexe de roches volcaniques mafiques et de sédiments juxtaposés, avec des gabbros et des roches ultramafiques. La majorité des dépôts au sein de la zone sont observés au sein du Groupe de Gadel, avec le reste du Groupe de Gueneiba. Les roches intrusives de la Suite de Guidamaka sont également considérées favorables, et sont incluses dans la zone. 8) Enfin, une très importante zone, médiocrement contrainte, est tracée sur les intrusions mafiques du Jurassique inférieur, observée sur d'importantes zones à la fois au niveau des sections nord-est et sud-est du Bassin de Taoudéni. Les roches au sein de cette zone sont formées de roches Jurassiques intrusives définies par les indices Md et Mg. Elles sont associées avec des présences de cuivre mal comprises, probablement liées à une activité hydrothermale au cours de l'intrusion des dykes, des sills, des laccolithes, et des cheminées, et en raison de leur dimension généralement petite, et du manque de litage, ou de différenciation, sont considérées comme ayant un relativement faible potentiel. De la même manière, de petits et fréquents sills et dykes de différents âges, liés à plusieurs épisodes de production de magma de LIP, sont présents dans l'ensemble du Bouclier de Rgueïbat, et de la ceinture des Mauritanides. Ils sont également visibles sur la carte. Toutefois, la plus grande partie d'entre eux est considérée comme ayant un faible potentiel de dépôts de séparation d'intérêt économique de sulfures magmatiques renfermant Ni-Cu-éléments du groupe du Pt-Cr. Seul un petit sous-ensemble de plus grands dykes, lié à ces groupements de dykes, tels que le Grand Dyke d'Ameyim, est considéré comme ayant un potentiel de dépôts d'intérêt économique.

8 – Conclusions

Le Potentiel de dépôts d'éléments du groupe du Pt, de chrome, et de Cu-Ni (\pm Co, Au) en Mauritanie, existe au niveau de roches mafiques-ultramafiques de plusieurs zones du Bouclier de Rgueïbat, des Mauritanides centrales et du sud, ainsi qu'en association avec les roches intrusives mafiques jurassiques du nord-est et du sud-est du Bassin de Taoudéni. Huit zones favorables ont ainsi été tracées sur la base d'une géologie favorable à l'échelle du Complexe, de la Suite, du Groupe, ou de la Formation, et, lorsque cela a été possible, au niveau de sous-unités spécifiques cartographiées de roches intrusives mafiques-ultramafiques appartenant à des unités plus larges. La répartition des présences connues, dont on imagine qu'elles appartiennent à plusieurs types de classes de dépôts de séparations magmatiques, hébergées dans des ensembles mafiques-ultramafiques, sont décrites et mises en valeur à chaque fois qu'elles apparaissent au sein de l'une des zones favorables définies.

9 – Références

- Ahmed, A.H., Arai, S., Abdel-Aziz, Y.M., Ikenne, M., et Rahimi, A., 2009, Platinum-group elements distribution and spinel composition in podiform chromitites and associated rocks from the upper mantle section of the Neoproterozoic Bou Azzer ophiolite, Anti-Atlas, Morocco : *Journal of African Earth Sciences*, v. 55, p. 92-104.
- Albers, J.P., 1986, Descriptive model of podiform chromite, dans Cox, D.P., et Singer, D.A., édés., *Mineral deposit models* : U.S. Geological Survey Bulletin 1693, p. 34.
- Arai, S., 1992, Chemistry of chromian spinel in volcanic rocks as a potential guide to magma chemistry : *Mineralogical Magazine*, v. 56, p. 173-184.

- Arif, M., et Jan, M.Q., 2006, Petrotectonic significance of the chemistry of chromite in the ultra-mafic complexes of Pakistan: *Journal of Asian Earth Sciences*, v 27, p. 628-646.
- Ba Gatta, A., 1982, Contribution à l'étude géologique et minéralogique du gisement d'Akjoujt (Mauritanie), thèse de doctorat, Université d'Orléans, 162p.
- Baranov, V., et Naudy, H., 1964, Numerical calculation of the formula of reduction to the magnetic pole: *Geophysics*, v. 22, p. 67-79.
- Barnes, D.F., 1986, Gravity data indicate large mass and depth of the gabbro body at Haines, dans *The United States Geological Survey in Alaska: Accomplishments during 1985*, Bartsch-Winkler, S., et Reed, K. L., éd., United States Geological Survey, Circular 978, pp. 88-92.
- Blakely, R.J., 1995, *Potential theory in gravity and magnetic applications*. Cambridge University Press. 441p.
- Blakely, R.J., Jachens, R.C., Simpson, R.W., et Couch, R.W., 1985, Tectonic setting of the southern Cascade Range as interpreted from its magnetic and gravity fields : *Geological Society of America Bulletin*, v. 96, p. 43-48.
- Blakely, R.J., et Simpson, R.W., 1986, Approximating edges of source bodies from magnetic or gravity anomalies : *Geophysics*, v. 51, no. 7, p. 1494-1498.
- Bradley, D.C., Cosca, M., O'Sullivan, P., Taylor, C.D, Motts, H., et Jones, J., à paraître, New U-Pb and ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronological data from Mauritania and implications for regional geology and tectonics: Second Project de Renforcement Institutionnel du Secteur Minier de la République de Mauritanie (PRISM II), U.S. Geological Survey Open-file Report, xxx p.
- Brew, D.A., Karl, S.M., Barnes, D.F., Jachens, R.C., Ford, A.B. et Horner, R., 1991, A northern Cordilleran ocean-continent transect: Sitka Sound, Alaska, to Atlin Lake, British Columbia : *Can. J. Earth Science*, v.28, 840-853.
- BRGM, 1975, Plan Minéral de la République Islamique de Mauritanie : Ministère de la Planification et du Développement Industriel, juin 1975, 554 p.
- Buddington, A.F., et Chapin, T., 1929, *Geology and mineral deposits of southeastern Alaska* : U.S. Geological Survey Bulletin 800, 398 p.
- Butt, C.R.M., 2005, Geochemical dispersion process and exploration models : <http://www.crcleme.org.au/RegExpOre/6-models.pdf>.
- Cabri, L.J., éd., 1981, *Platinum-group elements: mineralogy, geology, recovery* : Canadian Institute of Metallurgy, Special Volume 23, 267 p.
- Caby, R., et Kienast, J.R., 2009, Neoproterozoic and Hercynian metamorphic events in the Central Mauritanides; Implications for the geodynamic evolution of West Africa : *Journal of African Earth Sciences*, vol. 53, p. 122-136.
- Cambell, G., 2011, *Exploration geophysics of the Bushveld Complex in South Africa : The Leading Edge*, v. 30, no. 6, p. 622-638.
- Cawthorn, R.G., Barnes, S.J., Ballhaus, Christian, et Malitch, K.N., 2005, Platinum group element, chromium, and vanadium deposits in mafic and ultramafic rocks, dans Hedenquist, J.W., Thompson, J.F., H., Goldfarb, R.J., et Richards, J.P., éd., *Economic Geology, 100th anniversary volume, 1905-2005* : Society of Economic Geologists, Littleton, Colorado, États-Unis, p. 215-249.
- Chardon, D., Davy, P., Choukroune, P., et Cobbold, P.R., 1997, Thermal experiments of Rayleigh-Taylor instabilities in the continental lithosphere (abstr.) : *Eos. Trans. Am. Geophys. Union*, no. 78, p713.
- Clark, D.A., 1999, *Magnetic petrology of igneous intrusions: implications for exploration and magnetic interpretation* : *Exploration Geophysics*, v. 30, p. 5-26.
- Crocket, J.H., 1981, *Geochemistry of the platinum-group elements*, dans Cabri, L.J., éd., *Platinum-group elements: mineralogy, geology, recovery* : Canadian Institute of Metallurgy, Special Volume 23, p 47-64.

- Dallmeyer, R.D., et Lécorché, J.P., 1989, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 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., 1990a, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ polyorogenic mineral age record in the northern Mauritanide orogen, West Africa : Tectonophysics, vol. 177, p. 81–107.
- Dallmeyer, R.D., et Lécorché, J.P., 1990b, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ polyorogenic mineral age record within the southern Mauritanide orogen (M'bout-Bakel Region), West Africa : American Journal of Science, vol. 290, p. 1136–1168.
- Dosso, L., Vidal, P., et Sichler, B., 1979, Age précambrien de dolerites de la Dorsale Reguibat (Mauritanie) : Acad. Sci. (Paris), C.R. Sér D, 288, p. 739-742.
- Dowling, S.E., et Hill, R.E.T., 1998, Komatiite-hosted nickel sulphide deposits, Australia. AGSO Journal of Australian Geology and Geophysics, v. 17, 121-128.
- Duke, J.M., 1983, Magmatic segregation deposits of chromite : Geoscience Canada, v. 10, no. 1, p.133-143.
- Duke, J.M., 1996, Podiform (ophiolitic) chromite, in Geology of Canadian Mineral Deposit Types, Eckstrand, O.R., Sinclair, W.D., et Thorpe, R.I., eds., Geological Society of America, The Geology of North America, v. P-1, p. 621-624.
- Dumas, J.P., 1971, Recherche de gîtes de nickel sulfuré au Tasiast et au Tijirit (Mauritanie) : Rapport BRGM 71 DAK 001.
- Economou-Eliopoulos, M., 1996, Platinum-group element distribution in chromite ores from ophiolite complexes: implications for their exploration : Ore Geology Reviews, v. 11, p. 363-381.
- Economou-Eliopoulos, M., 2003, Apatite and Mn, Zn, Co-enriched chromite in Ni-laterites of northern Greece and their genetic significance : Journal of Geochemical Exploration, v. 80. p. 41-54.
- Evans, D.M., Barrett, F.M., Prichard, H.M., et Fisher, P.C., 2011, Platinum-palladium-gold mineralization in the Nkenja mafic-ultramafic body, Ubendian metamorphic belt, Tanzania : Mineralium Deposita, v. 47, p. 175-196.
- 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.
- Foley, J.Y., Light, T.D., Nelson, S.W., et Harris, R.A., 1997, Mineral occurrences associated with mafic-ultramafic and related alkaline complexes in Alaska, in Goldfarb, R.J., et Miller, L.D., eds., Mineral deposits of Alaska ; Economic Geology Monograph 9, p. 334–354.
- Freyssinet, P.H., 1994, Prospection aurifère dans le Tasiast – Tijirit (Mauritanie), Etude géomorphologique : Rapport BRGM N1278 – DR 94.
- General Gold International, 1997, Mauritania South Project Mining Prospection Permit M40 : Annual Report 1996-1997, août 1997.
- 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.
- Gunn, A.G., Pitfield, P.E.J., Mckerverey, 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.
- Helmy, H.M., et Mogessie, A., 2001, Gabbro Akarem, Eastern Desert, Egypt: Cu-Ni-PGE mineralization in a concentrically zoned mafic-ultramafic complex: Mineralium Deposita, v. 36, p. 58-71.

- Himmelberg, G.R., et Loney, R.A., 1995, Characteristics and petrogenesis of Alaskan-type ultramafic-mafic intrusions, southeastern Alaska : U.S. Geological Survey Professional Paper 1564, 47 p.
- Irvine, T.N., 1965, Chrome spinel as a petrogenetic indicator, Part II, Petrologic applications : Canadian Journal of Earth Sciences, v. 2, p. 648-671.
- Irvine, T.N., 1967, Chrome spinel as a petrogenetic indicator, Part I, Theory : Canadian Journal of Earth Sciences, v. 4, p. 71-103.
- Irvine, T.N., 1974, Petrology of the Duke Island ultramafic complex, southeastern Alaska : Geological Society of America Memoir 138, 240 p.
- Jan, M.Q., et Windley, B.F., 1990, Chromian spinel-silicate chemistry in ultramafic rocks of the Jilal complex, northwestern Pakistan: Journal of Petrology, v. 31, p. 667-715.
- Johan, Z., 2002, Alaskan-type complexes and their platinum-group element mineralization, in Cabri, L.J., éd., The geology, geochemistry, mineralogy, and mineral beneficiation of platinum-group elements : Canadian Institute of Metallurgy, Special Volume 54, p. 579-618.
- 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.
- Kleinkopf, M.D., 1985, Regional gravity and magnetic anomalies of the Stillwater Complex area, in Czamanske, G.K., et Zientek, M.L., éd., The Stillwater Complex, Montana: Geology and Guide. Butte, Montana Bureau of Mines and Geology Special Publication 92, p. 33-38.
- Krause, J., Brugmann, G.E., et Pushkarev, E.V., 2007, Accessory and rock forming minerals monitoring the evolution of zoned mafic-ultramafic complexes in the central Ural Mountains : Lithos, v. 95, p. 19-42.
- Krause, J., Brugmann, G.E., et Pushkarev, E.V., 2011, Chemical composition of spinel from Uralian-Alaskan-type mafic-ultramafic complexes and its petrogenetic significance : Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 161, p. 255-273.
- 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.
- Lee, C.A., et Parry, S.J., 1988, Platinum-group element geochemistry of the Lower and Middle Group chromitites of the eastern Bushveld Complex : Economic Geology, p. 83, p. 1127-1139.
- 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.
- Maier, W. et Barnes, S.-J., 2008, Platinum-group elements in the UG1 and UG2 chromitites, and the Bastard reef, at Impala platinum mine, western Bushveld Complex, South Africa : Evidence for late magmatic cumulate instability and reef construction : South African Journal of Geology, v. 111, p. 159-176.
- Marsh, E.E. et Anderson, E.D., 2011, Ni-Co laterite deposits: U.S. Geological Survey Open-File Report 2011-1259, 9 p.
- 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 République Islamique de Mauritanie (PRISM-II), U.S. Geological Survey Open-file Report, 7 p.
- 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.
- Marutani, M., Higashihara, M., Watanabe, Y., Murakami, H., Kojima G., et Dioumassi, B., 2005, Metallic ore deposits in the Islamic Republic of Mauritania : Resource Geology, v.55, p. 59-70.

- Marzoli, A., Renne, P.R., Piccirillo, E.M., Ernesto, M., Bellieni, G., et De Min, A., 1999, Extensive 200-million-year-old continental flood basalts of the Central Atlantic Magmatic Province. *Science*, v. 284, p. 616-618.
- McLaren, C.H., et De Villiers, J.P.R., 1982, The platinum-group chemistry and mineralogy of the UG-2 chromitite layer of the Bushveld Complex : *Economic Geology*, v. 77, p. 1348-1366.
- Meyer, F.M., Kolb, J., Sakellaris, G.A., et Gerdes, A., 2006, New ages from the Mauritanides belt: recognition of Archean IOCG mineralization at Guelb Moghrein, Mauritania : *Terra Nova*, v. 18. P. 345-352.
- Muller, Y., 1972, Mission nickel sulfure du Tasiast (Mauritanie occidentale) : Rapport BRGM 73 RME 025 AF.
- 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.
- Naldrett, A.J., 1989, *Magmatic sulfide deposits* : Oxford University Press, New York, NY, 196 p.
- Noble, J.A., et Taylor, H.P., Jr., 1960, Correlation of the ultramafic complexes of southeastern Alaska with those of other parts of North America and the world : 21st International Geologic Congress, Copenhagen, Danemark, Rapports, 1960, p. 188-197.
- 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.
- OMRG – Otto Gold, 1986, Recherche minière entre Moudjeria et Diaguili : Rapport final 1983 – 1986.
- OMRG – Otto Gold, 1990, Specific mining exploration in the Mauritanides : Provisional Final Report Geochemistry and Geophysics, campagne 1989/1990, juillet 1990.
- Page, N.J., Rowe, J.J., et Haffty, J., 1976, Platinum metals in the Stillwater Complex, Montana : *Economic Geology*, v. 71, p. 1352-1363.
- 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.
- Potrel, A., Peucat, J.J., et Fanning, C.M., 1998, Archean crustal evolution of the West African Craton: example of the Amsaga Area (Reguibat Rise). U-Pb and Sm-Nd evidence for crustal growth and recycling. *Precambrian Research*, v. 90, p.107-117.
- Ripley, E.M., Li, C., et Thakurta, J., 2005, Magmatic Cu-Ni-PGE mineralization at a convergent plate boundary: Preliminary mineralogic and isotopic studies of the Duke Island Complex, Alaska, dans Mao et Bierlein, édés., *Mineral Deposit Research: Meeting the Global Challenge*, Springer Berlin Heidelberg, p. 49-51.
- Rocci, G., Bronner, G, and Deschamps, M., 1991, Crystalline basement of the West African Craton, dans Dallmeyer, R.D., et Lécorché J.P., édés., *The West African Orogens and Circum-Atlantic Correlatives* : Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, p.31-61.
- Roedder, P.L., 1994, Chromite: from the fiery rain of chondrules to Kilauea Iki lava lake : *Canadian Mineralogist*, v. 32, p.729-746.
- Roest, W.R., Verhoef, J., et Pilkington, M., 1992, Magnetic interpretation using the 3D analytic signal : *Geophysics*, v. 57, no. 1, p. 116-125.
- Salpeteur, I., 2005, Perspectives minières dans le Sud de la Mauritanie. Levé géologique de l'extrême sud de la Mauritanie (projet PRISM), DMG, Ministère des Mines et de l'Industrie, Nouakchott, et rapport BRGM/RC-54132-FR, Orléans, 100 pages.
- Samama, J., 1986, *Ore fields and continental weathering* : New York, Van Nostrand Reinhold Co., 326p.

- Singer, D.A., Page, N. J, et Lipin, B.R., 1986, Grade and tonnage model of major podiform chromite, dans Cox, D.P., et Singer, D.A., édés., Mineral Deposit Models : U.S. Geological Survey Bulletin 1693, 379 p. Disponible en ligne à l'adresse : <http://pubs.usgs.gov/bul/b1693/html/bullfrms.htm>.
- Sutphin, D.M., Ford, A.B., Karl, S.M., Duttweiler, K.A., et Finn, C.A., 1989, Probabilistic estimates of metal endowment in undiscovered deposits for selected deposit types in the Sitka, Alaska, 1:250,000-scale quadrangle, dans Bliss, J., éd., Developments in mineral deposit modeling : U.S. Geological Survey Bulletin.
- Tait, J., Straathof, G., Soderlund, U., Ernst, R.E., Key, R., Jowitt, S.M., Lo, K., Dahmada, M.E.M., et N'Diaye, O., à paraître, The Ahmeyim Great Dike of Mauritania: A newly dated Archaean intrusion : Lithos, xxx, p. xxx-xxx.
- Taylor, C.D., et Giles, S. A., à paraître a, 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., et Giles, S. A., à paraître b, Phase 5, Deliverable 87: Mineral potential for incompatible element deposits hosted in pegmatites, alkaline rocks, and carbonatites 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, 34 p.
- Taylor, C.D., et Giles, S. A., à paraître c, Phase 5, Deliverable 75: Mineral potential for sediment-hosted copper deposits in the Islamic Republic of Mauritania: Second Projet de Renforcement Institutionnel du Secteur Minier de la République de Mauritanie (PRISM II), U.S. Geological Survey Open-file Report, 52 p.
- Taylor, H.P., Jr., 1967, The zoned ultramafic complexes of southeastern Alaska, dans Wyllie, P.J., éd., Ultramafic and related rocks: New York, John Wiley, p. 97-118.
- Taylor, H.P., Jr., et Noble, J.A., 1960, Origin of ultramafic complexes in southeastern Alaska: 21st International Geologic Congress, Copenhagen, Danemark, Rapports, 1960, p. 175-187.
- Taylor, H.P., Jr., et Noble, J.A., 1969, Origin of magnetite in zoned ultramafic complexes in southeastern Alaska : Economic Geology Monograph 4, p. 209-230.
- Tistl, M., 1994, Geochemistry of platinum-group elements of the zoned ultramafic Alto Condoto complex, northwest Colombia : Economic Geology, v. 89, p. 158-167.
- Tsoupas, G., et Economou-Eliopoulos, M., 2008, High PGE contents and extremely abundant PGE-minerals hosted in chromitites from the Veria ophiolite complex, northern Greece : Ore Geology Reviews, v. 33, p. 3-19.
- Valeton, I., Biermann, M., Reche, R., et Rosenberg, F., 1987, Genesis of nickel laterites and bauxites in Greece during the Jurassic and Cretaceous, and their relation to ultrabasic parent rock : Ore Geology Reviews, v. 2, p. 359-404.
- Viljoen, M.J., 1999, The nature and origin of the Merensky Reef of the western Bushveld Complex based on geological facies and geological data : South African Journal of Geology, v. 102, no. 3, p. 221-239.
- Wyllie, P.J., éd., 1967, Ultramafic and related rocks : New York, John Wiley, 464 p.
- Zaccarini, F., Pushkarev, E., et Garuti, G., 2008, Platinum-group element mineralogy and geochemistry of chromitite of the Kluchevskoy ophiolite complex, central Urals (Russia) : Ore Geology Reviews, v. 33, p. 20-30.