



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

Livrable 87

Potentiel minéral pour des dépôts d'éléments incompatibles au sein de pegmatites, de roches alcalines et de carbonatites, sur le territoire de la République Islamique de Mauritanie

Par Cliff D. Taylor et Stuart A. Giles

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 d'éléments incompatibles au sein de pegmatites, de roches alcalines et de carbonatites

1 – Synthèse

Un examen des documents issus du PRISM-I et de l'inventaire national des présences minérales permet d'imaginer que des ressources d'U, de Th, de Nb, de Ta, de Be, de terres rares, et de fluorine sont présentes en Mauritanie. Ces ressources ont été exploitées par le passé au niveau du Complexe alcalin de Bou Naga. En outre, plusieurs types de dépôts différents sont signalés à travers les informations disponibles. Ainsi, des veines pegmatitiques sont indiquées au niveau de plusieurs zones des parties archéennes et paléoprotérozoïques du Bouclier de Rgueïbat, constituant des ressources potentielles pour le Li, le Be, le Nb, le Ta, l'U, le Th, ainsi que des terres rares. De même, plus de 150 secteurs de pegmatites à béryl sont identifiés au sein des régions de Khnefissat et d'Inkebden, appartenant à la ceinture de roches vertes de Chami, et des ensembles de pegmatites supplémentaires sont observés dans la région de Guelb Nich Sud, appartenant à la ceinture de roches vertes de Sebket Nich, ainsi qu'au sein de la partie nord-est du Complexe d'Amsaga. Toutefois, en raison de la petite taille de ces dépôts, il est improbable qu'ils présentent un intérêt économique, sauf dans le cas où une valeur supplémentaire pourrait être obtenue par le traitement des minerais renfermés, et qu'elle corresponde à un usage industriel.

La probabilité de trouver des dépôts d'éléments incompatibles associés avec des granites alcalins, des syénites, ou des phonolites du Complexe de Tigsmat el Khadra, existe dans la partie paléoprotérozoïque du Bouclier de Rgueïbat, au nord et au nord-est de la Mauritanie. Le petit complexe alcalin présent au niveau de Tabatanet est associé avec une anomalie magnétique et radiométrique, et consiste probablement en un dépôt de type veine s'étendant sur 500 mètres. Le granite hyperalcalin présent dans la région de Tigsmat peut correspondre à des valeurs élevées en terres rares au sein des placers associés, mais semble seulement offrir un faible potentiel. Deux autres zones, au niveau d'el Mrhader et d'el Hajar présentent des indices de potentiel d'après les études géophysiques, ainsi qu'en raison des valeurs élevées enregistrées par scintillométrie. L'ensemble de ces potentiels, ainsi que les anciennes exploitations minières de Bou Naga, sont autant d'indices d'un potentiel de minéralisation lié aux roches magmatiques alcalines.

Une troisième probabilité importante de présence d'U, de Th, de terres rares, ainsi que d'autres éléments incompatibles existe en association avec les complexes de carbonatites, dont l'existence est connue en Mauritanie. Des dépôts de ce type peuvent renfermer un vaste ensemble de métaux précieux et de métaux utilisés dans l'industrie (c'est le cas, par exemple, du complexe de carbonatites de Phalabora, en Afrique du Sud ; du complexe de carbonatites du Dôme de Hicks, ainsi que des dépôts associés à de la fluorine, dans le District à fluorine d'Illinois-Kentucky, situé dans la partie centrale des États-Unis), et sont très répandus au sein des régions cratoniques ayant subi un phénomène de rift. Les études associées à PRISM-I suggèrent la présence de carbonatite au niveau de Guelb er Richat, de même qu'une anomalie géophysique concordante de valeurs élevées pour le thorium. La localisation conjointe de Guelb er Richat, au niveau de structures en

relief de direction E-NE, avec deux regroupements distincts d'intrusion de kimberlite, permet de supposer que cette structure repose sur le socle cratonique sous-jacent de Taoudéni, et qu'elle correspond à l'emplacement d'ensembles de carbonatite (et de kimberlite) supplémentaires.

L'examen par l'USGS des données produites dans le cadre du PRISM-I laisse entendre qu'il existe une importante documentation concernant le complexe alcalin de Bou Naga, et dans une moindre mesure concernant le complexe de carbonatites de Guelb er Richat, mais que toutes les autres présences d'U, de Th, et de terres rares, ainsi que d'éléments associés, sont peu décrites, et mal comprises (Taylor, 2007).

2 – Table des matières

1 – Synthèse.....	3
2 – Table des matières	4
3 – Figures.....	4
4 – Tableaux.....	5
5 – Introduction.....	6
5.1 – Pegmatites et veines pegmatitiques du Bouclier de Rgueibat	7
5.1.1 – Veines de pegmatites des terrains de Tasiast-Tijirit	12
5.1.2 – Veines de pegmatites de la fenêtre de Tamagot et du nord du Complexe d'Amsaga	12
5.2 – Intrusions alcalines de la partie paléoprotérozoïque du Bouclier de Rgueibat.....	13
5.3 – Complexe alcalin de Bou Naga.....	19
5.4 – Carbonatites.....	27
5.4.1 – Guelb er Richat.....	27
6 – Zones favorables au dépôt d'éléments incompatibles au sein de pegmatites, de roches alcalines et de carbonatites, sur le territoire de la Mauritanie	41
7 – Conclusions	43
8 – Références	44

3 – Figures

Figure 1. Carte géologique simplifiée du nord-ouest du Bouclier de Rgueibat présentant les terrains de Choum-Rag el Abiod et de Tasiast-Tijirit.	9
Figure 2. Terminologie lithologique et stratigraphique, ainsi que relations d'âge entre les unités de roches au sein du nord-ouest du Bouclier de Rgueibat.	10
Figure 3. Carte géologique simplifiée présentant l'emplacement des terrains du sud de Tasiast-Tijirit, du Complexe d'Amsaga, du Massif d'Iguilid, du Complexe alcalin de Bou Naga, ainsi que des autres caractéristiques examinées dans le texte.	11
Figure 4. Géologie simplifiée du nord-est du Bouclier de Rgueibat, présentant la localisation des éléments évoqués dans le texte.	14
Figure 5. Géologie du Complexe volcano-plutonique alcalin de Bou Naga.....	21
Figure 6. Plan des veines minéralisées de la région de la mine abandonnée (le site de l'installation est indiqué par un rectangle) au sud-ouest de la Sebkha Zellaga.....	23
Figure 7. Image satellitaire composite Landsat TM RGB combinée à un modèle numérique de terrain SRTM de la structure de Guelb er Richat, observée obliquement depuis l'est (exagération verticale de 6 fois)	30

Figure 8. Caractéristiques géologiques de la structure de Guelb er Richat superposée sur une image satellite provenant de Matton et Jébrak (2008).	33
Figure 9. Clichés de dykes de carbonatite et de brèches au sein de la structure de Guelb er Richat : A) dyke de carbonatite de 1 à 2 mètres d'épaisseur, B) changement de direction au sein du dyke de carbonatite, C) plan rapproché montrant la texture de la carbonatite, D) plan rapproché des brèches silicifiées montrant du jaspe et d'autres débris de roches sédimentaires au milieu d'une matrice silicifiée.	34
Figure 10. Diagramme de classification des carbonatites de Woolley (1982).....	35
Figure 11. Normalisation du tracé des terres rares par rapport aux chondrites par l'utilisation de la normalisation de Sun et McDonald (1989).	35
Figure 12. Coupe de caldeira effondrée avec interprétation de la structure de Guelb er Richat (d'après Matton et Jébrak, 2008).	40
Figure 13. Zones favorables à l'U, au Th, aux terres rares, et aux autres dépôts d'éléments incompatibles au sein des pegmatites, des roches alcalines et des carbonatites de Mauritanie.....	42

4 – Tableaux

Tableau 1A. Résultats analytiques de l'USGS sélectionnés provenant de l'étude géochimique ICP-AES-MS55 des dykes de gabbros, de carbonatites, de brèches siliceuses, et de roches sédimentaires provenant de Guelb er Richat.	28
Tableau 1B. Description des échantillons présentés dans le Tableau 1A.	29
Tableau 2. Analyses du gabbro de la structure de Richat tirées de Matton et Jébrak (2008).	31
Tableau 3. Chimie des éléments majeurs et des éléments traces des carbonatites provenant de la structure de Guelb er Richat.	36

5 – Introduction

La plupart des dépôts d'éléments incompatibles comme l'U, le Th, les terres rares, le Nb, le Ta, et le Be, la fluorine minérale, ainsi que les autres minerais à usage industriel, sont d'origine magmatique. Trois types majeurs de roches magmatiques hébergeant ces matières premières sont présents en Mauritanie et peuvent renfermer des dépôts d'intérêt économique. Les dépôts de minerais contenant ces matières premières sont présents au sein de pegmatites, de complexes magmatiques alcalins, et de carbonatites.

Les pegmatites se forment lors de dernières étapes de différenciation, pendant la cristallisation des intrusions magmatiques felsiques, et lors de l'individualisation de leucogranite et de veines. Elles se forment également pendant la recristallisation de roches métamorphiques d'un large spectre de compositions, après une fusion correspondant à des événements régionaux de très haut degré de métamorphisme. Lorsque ces masses fondues refroidissent et cristallisent, les minéraux classiques constituant les roches se forment à partir des éléments chimiques présents dans le magma. Les éléments chimiques qui ne s'intègrent pas au sein de la structure minérale en croissance, en raison du fait que leurs atomes sont trop grands ou ne possèdent pas la bonne charge électrique, restent au sein de la masse fondue résiduelle, et se concentrent au sein d'un liquide de fin de processus riche en silice. Ce liquide cristallise parfois sous la forme d'une roche granitique que l'on nomme « pegmatite », composée de grands cristaux de quartz et de feldspaths, et contiennent souvent du béryl, de la tourmaline, et d'autres minéraux peu communs pouvant également constituer des concentrations d'intérêt économique de terres rares et autres éléments incompatibles précieux. Lorsqu'ils renferment une qualité suffisante, certains de ces minéraux ont de la valeur comme pierres précieuses ou semi-précieuses.

Les complexes alcalins sont composés de granites alcalins, syénites, gabbros alcalins, diorites, et leurs équivalents effusifs, tels que les rhyolites (pantellérites), les trachytes, et les phonolites. Elles tendent à se former au niveau des marges continentales, et au sein des régions cratoniques où une amorce de rift induit une fusion partielle au niveau de la base de la croûte. De faibles degrés de fusion partielle conduisent à la formation de petits ensembles de magma au sein desquels des éléments hautement incompatibles sont fortement concentrés. Les dépôts minéraux qui en découlent peuvent donc contenir des concentrations d'intérêt économique d'U, de Th, de terres rares, de Nb, de Ta, de fluorine, ainsi que d'autres matières premières précieuses.

Les carbonatites, souvent associées avec des kimberlites, sont des cas particuliers où un rift de régions cratoniques initie la fusion sous une grande épaisseur de croûte. Les magmas résultants peuvent être saturés en CO₂, produisant des concentrations magmatiques en carbonate, en apatite, en uraninite, en thorite, ainsi que des phases renfermant du Nb, du Ta, du Ce, et des terres rares. Bien que beaucoup plus rares que les pegmatites et les complexes magmatiques alcalins, ils renferment quelques-uns des plus grands dépôts de minéraux renfermant de l'U, du Th, et des terres rares au sein de la croûte terrestre. Parmi les dépôts majeurs de niveau mondial au sein des carbonatites, on compte le Complexe de Phalabora, en Afrique du Sud, et le Complexe de Bayan Obo, en Chine.

5.1 – Pegmatites et veines pegmatitiques du Bouclier de Rgueibat

Le Bouclier de Rgueibat, au nord-ouest de la Mauritanie, correspond à une partie archéenne visible du craton d'Afrique de l'Ouest. Une cartographie récente, réalisée par le British Geological Survey (BGS), divise cette partie du Bouclier en deux terrains séparés par une zone de cisaillement majeure de direction nord nord-est (Pitfield et al., 2004 ; O'Connor et al., 2005). Le terrain est de Choum-Rag el Abiod est avant tout formé de roches métamorphiques à faciès granulite du Complexe d'Amsaga, recoupées par des ensembles granitiques majeurs, ou de manière moins fréquente de nature mafique à ultramafique. Ces roches présentent toutes des âges compris entre 3 000 et 2 700 Ma. Des fragments conservés de matériaux de la croûte plus anciens, et formés de vestiges de roches vertes au sein de gneiss migmatitiques, sont probablement âgés d'environ 3 200 Ma. Cette région est interprétée comme une zone de racine démembrée et retravaillée à partir d'un assemblage classique de granite-roche verte (Gunn et al., 2004). Les terrains ouest de Tasiast-Tijirit consistent en un assemblage archéen de granite-roche verte, visible à des niveaux plus superficiels que les terrains de Choum-Rag el Aboid, et ayant donc beaucoup moins été soumis au cisaillement et à la tectonique que les roches d'âge identique présentes à l'est. Les roches les plus anciennes sont des gneiss tonalitiques migmatisés à des degrés variables, recoupés par des phases granitiques plus récentes, et situés en dessous tectoniquement ou en discordance avec les ceintures de roches vertes (Fig. 1).

Les principales ceintures de roches vertes au sein des terrains de Tasiast-Tijirit se nomment, d'est en ouest, les ceintures de roches vertes de Tijirit, d'Ahmeyim, de Sebkhet Nich, de Kreidat, et de Chami. Deux plus petites ceintures de roches vertes, à l'ouest de la ceinture de Chami, sont désignées sous le nom de ceintures de roches vertes d'Hadeibt Agheyâne et d'Hadeibt Lebtheinîyé, et sont collectivement désignées comme ceintures de roches vertes de Lebzenia (Fig. 1). Ces ceintures de roches vertes sont d'abord formées de roches métavolcaniques mafiques et de roches métasédimentaires siliclastiques ayant subi un métamorphisme de degré faible à intermédiaire. Des roches de formations de fer rubané et des roches ultramafiques sont localement fréquentes, alors que les roches métavolcaniques intermédiaires à felsiques sont rares. Les ceintures de roches vertes ont localement intensément subi un cisaillement, particulièrement le long de contrastes de compétence entre les unités lithologiques. De la même manière, des zones de cisaillement ductiles majeures contrôlent à la fois la forme actuelle des ceintures et les plissements en leur sein. La roche intrusive la plus commune des terrains de Tasiast-Tijirit est une granodiorite à biotite, ou tonalite, formant de très vastes plutons au sein, ou à la marge, des ceintures de roches vertes. Les roches intrusives les plus récentes de ces terrains consistent en une série de petites intrusions formées de granite à muscovite, de nature pegmatitique ou à grains grossiers. Elles sont observées au sein des ceintures de Kriedat, Chami, et de Sebkhet Nich. Ces intrusions sont leucocrates, et dominées par du quartz et du feldspath blanc, avec une muscovite secondaire. Toutefois, une phase pegmatitique, habituellement formée de lames et de veines clairement définies, d'une épaisseur allant jusqu'à 1 mètre, est présente et contient une succession de minéraux renfermant du lithium, du strontium, et du béryl, de même que de la tourmaline, de la biotite, du grenat et des minéraux opaques. Les feuilletts de muscovite de ces pegmatites peuvent atteindre 1 mètre de longueur. Ces pegmatites à muscovite sont localement fortement fracturées (Gunn et al., 2004).

Gunn et al. (2004) ont aussi établi une synthèse des présences connues et de l'historique de l'exploration des pegmatites au sein du Bouclier de Rgueibat, dans le nord-ouest de la Mauritanie. Ils font état du fait que plusieurs pegmatites renfermant du Li et du Be ont été découvertes dans les années 1960 par le BRGM, mais que le potentiel économique de ces présences connues est faible. Au maximum, un certain nombre de présences peuvent contenir quelques dizaines de tonnes de béryl, de même plusieurs autres peuvent contenir jusqu'à 10 tonnes de spodumène ou de lépidolite. Les pegmatites sont connues dans cinq régions : les ceintures de roches vertes de Kriedat, de Chami, et de Sebkhet Nich, les terrains de Tasiast-

Tijirit, la fenêtre de Tamagot, dans le secteur sud-ouest d'Inchiri, ainsi que les métagabbros d'Iguilid, au sein du Complexe du nord d'Amsaga, appartenant aux terrains de Choum-Rag el Abiod. La terminologie lithologique et stratigraphique utilisée au sein du présent rapport pour décrire les unités de roches du Bouclier nord-ouest de Rgueïbat est présentée au niveau de la Figure 2 (Gunn et al., 2004). La localisation des terrains au sud de Tasiast-Tijirit, appartenant au Complexe d'Amsaga, du Massif d'Iguilid, du Complexe alcalin de Bou Naga, ainsi que d'autres caractéristiques examinées au niveau du texte sont présentées sur la Figure 3.

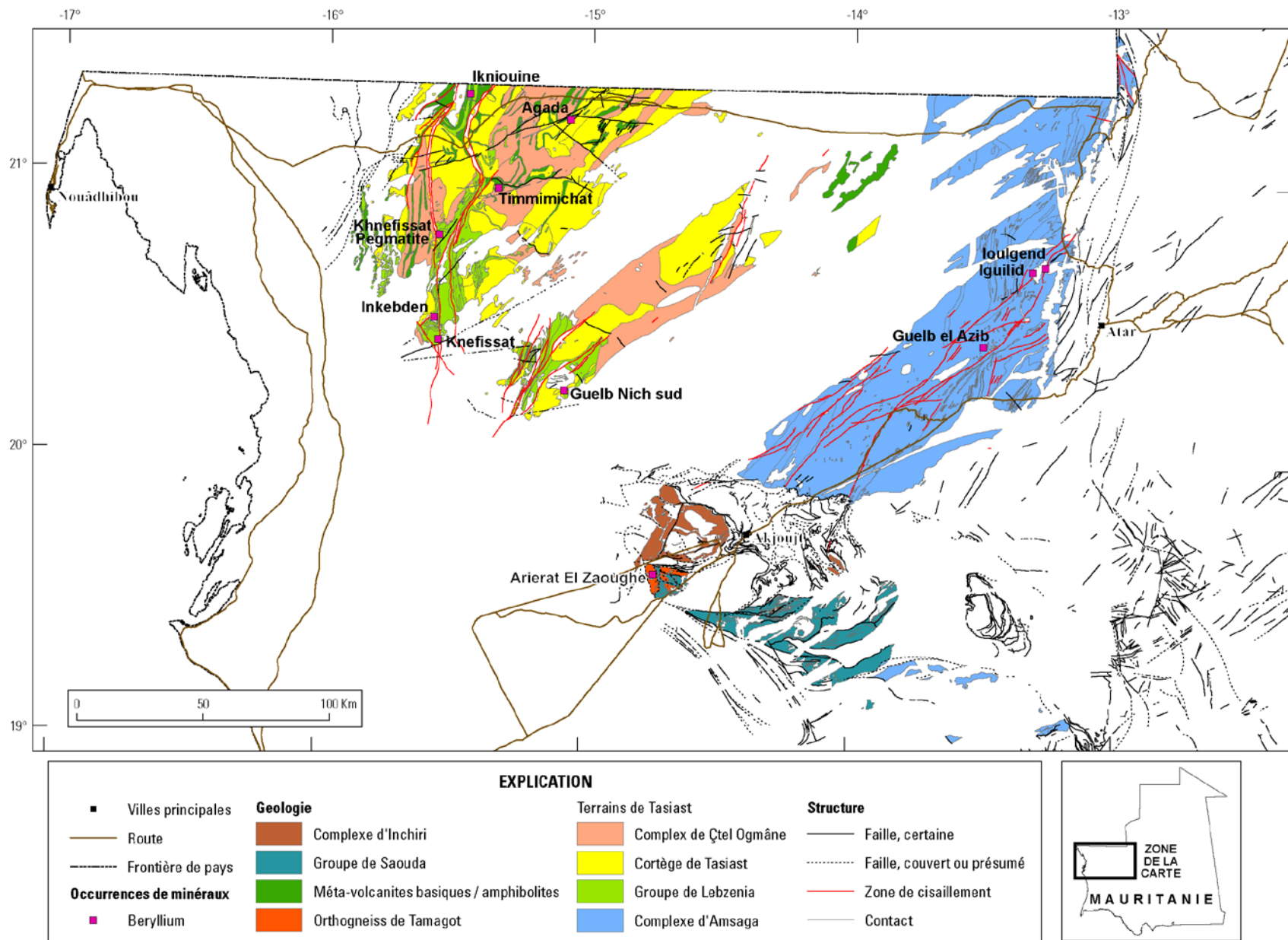


Figure 1. Carte géologique simplifiée du nord-ouest du Bouclier de Rgueïbat présentant les terrains de Choum-Rag el Abiod et de Tasiast-Tijirit. Les ceintures principales de roches vertes et les localisations de présences de pegmatites examinées dans le texte sont indiquées.

Terrains de Tasiast-Tijrit				Terrains de Choum-Rag El Abiod	
Non affecté	Mylonite ; mélange ductile ; roche à quartz-épidote			Non affecté	Mylonite ; roches en couches alternées tectoniquement
Groupe de Lebzenia	Formation d'Aouéoua (roches volcaniques métamorphisées 2960 Ma)	Formation de Talhayet	Roches supracrustales métamorphisées	Groupe de Saouda Complexe d'Amsaga	Roches vertes ; formations de fer rubanné ; quartzite ; roches carbonatées ; métavolcanites felsiques. Amphibolites ; formations de fer rubanné ; gneiss quartzofeldspathiques variés ; sillimanite-cordiérite-grenat-gneiss ; hypersthène-charnockites ; roches carbonatées ; quartzites
	Formation de Sebket Nich	Formation de Tijraj			
	Gabbro ; microgabbro ; anorthosite ; roche ultrabasique ; pyroxénite ; syénite à sodalite		Roches intrusives		Brèche à dunite-carbonate ; gabbro, microgabbro, anorthosite, roche ultrabasique, serpentinite, métagabbro, métamicrogabbro ; pegmatite.
Suite de Tasiast	Leucogranite ; granite à muscovite pegmatitique ; granite mafique xénolithique ; microgranite porphyrique			Suite d'Iguilid	2706±54 Ma
	Granodiorite à biotite ; granodiorite porphyrique ; granodiorite à biotite foliée ; granodiorite à biotite xénolithique ; granodiorite à biotite gneissique			Suite de Touijenjert-- Modreigue	2726±7 Ma
	Granite de Bir Igueni (2933±16 Ma)			Suite de Tacarat	
	Granodiorite à épidote ; Suite subalterne de Gleibat El Fhoud (2912±36 Ma)			Suite d'Aoutilt (contemporain du cisaillement ductile au sein de la structure « en fleur »)	2954±11 Ma
	Granite			Gneiss migmatitique et tonalitique ; gneiss tonalitique	
Complexe de Çtel Ogmâne	Gneiss migmatitique magmatique et nébulitique ; gneiss migmatitique stromatique ; gneiss migmatitique.				

Figure 2. Terminologie lithologique et stratigraphique, ainsi que relations d'âge entre les unités de roches au sein du nord-ouest du Bouclier de Rgueïbat (d'après Gunn et al., 2004).

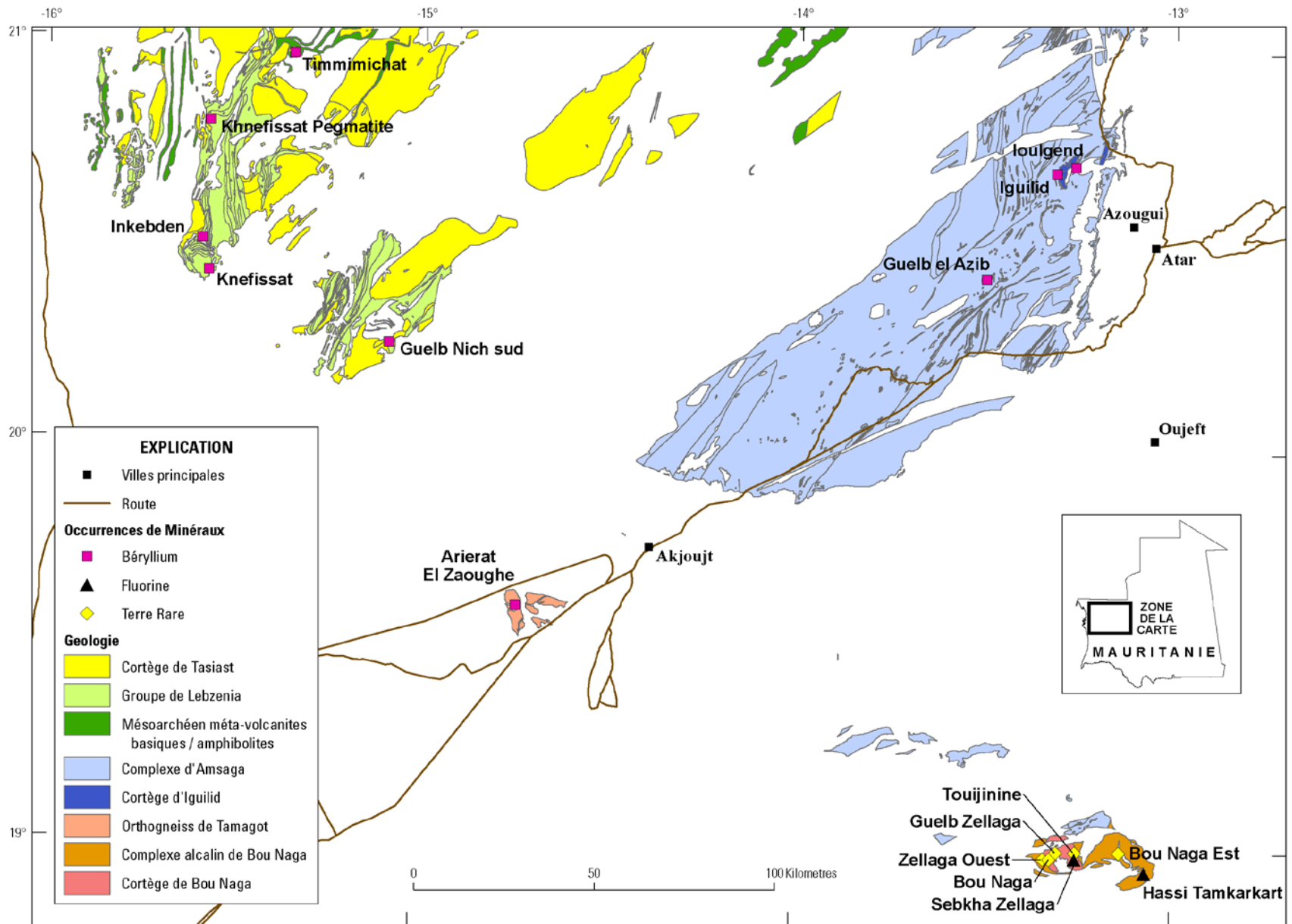


Figure 3. Carte géologique simplifiée présentant l'emplacement des terrains du sud de Tasiast-Tijirit, du Complexe d'Amsaga, du Massif d'Iguilid, du Complexe alcalin de Bou Naga, ainsi que des autres caractéristiques examinées dans le texte.

5.1.1 – Veines de pegmatites des terrains de Tasiast-Tijirit

Plus de 150 présences de béryl pegmatitique ont été signalées par le BGS dans la région de Khnefissat, appartenant à la ceinture de roches vertes du nord-ouest de Chami (Gunn et al., 2004). Elles sont décrites comme des veines pegmatitiques de deux à quatre mètres d'épaisseur, pouvant être suivies sur plusieurs centaines de mètres sous la forme de réseaux de veines à la fois horizontales et verticales recoupant l'amphibolite fracturée. Leur minéralogie est dominée par le quartz, l'albite, les oligoclases, le microcline, la perthite, avec de la biotite, de la muscovite, des épidotes mineures, ainsi que des traces de magnétite. De la même manière, le grenat, le béryl, la colombite, le spodumène, la lépidolite, la clevelandite, la tourmaline et le béryl rose sont également des constituants mineurs. Des veines pegmatitiques d'aplite et d'albitite ont été observées en accompagnement des veines de pegmatites plus classiques. Les veines de pegmatites sont dépourvues de minerai, toutefois les veines d'albitite présentent fréquemment une forte teneur en minerai et consistent en des veines relativement non déformées de quartz, d'albite, de spessartine, et de muscovite, avec un béryl très répandu et des concentrations locales de spodumène, de lépidolite, et de colombo-tantalite. De récentes tranchées au niveau de Khnefissat témoignent d'une activité d'exploration commerciale au niveau d'une zone d'un kilomètre de long, suivant la bordure d'un ensemble de granite. La présence de pegmatites quartzo-feldspathiques, renfermant localement un abondant mica vert et de la tourmaline, de la lépidotite et du grenat sporadiques est signalée. Toutefois, aucun résultat analytique n'est disponible (Gunn et al., 2004).

Des présences de pegmatites sous forme de veines, correspondant à une même description, sont également observées au niveau de Timmimichat et d'Inkebden, dans la ceinture nord-est et sud-ouest de Chami, respectivement au niveau des présences de Guetel Khaye et de Sineine, dans la ceinture de Kriedat, et au niveau de Guelb Nich Sud, dans la partie sud-est de la ceinture de roches vertes de Sebkhet Nich. Les roches hôtes, au niveau de l'ensemble des présences de pegmatites des terrains de Tasiast-Tijirit, consistent en des roches supracrustales mésoarchéennes du Groupe de Lebzenia, de la Suite de Tasiast, ainsi qu'en des roches métavolcaniques mafiques non divisées et des amphibolites de l'unité de LbB (Figures 1 à 3).

5.1.2 – Veines de pegmatites de la fenêtre de Tamagot et du nord du Complexe d'Amsaga

Des présences de pegmatites sous forme de veines semblables à celles des terrains de Tasiast-Tijirit sont également observées au sein de l'orthogneiss de Tamagot, dans une fenêtre tectonique au sud d'Akjoujt, et dans le Massif d'Iguilid, appartenant au Complexe nord-est d'Amsaga (Fig. 3). La fenêtre de Tamagot est une zone de roches archéennes sur la partie sud-ouest de l'empilement de nappes d'Akjoujt, consistant en un assemblage de granite-roche verte semblable à celui signalé au niveau des terrains de Tasiast-Tijirit. Le Complexe de Tamagot consiste en des granites et des migmatites renfermant de l'amphibole et des grenats, appartenant à l'orthogneiss de Tamagot. Le faciès schistes verts des roches métavolcaniques mésoarchéennes du Groupe de Saouda est mêlé aux plis synformes des gneiss granitiques à faciès amphibolite de l'orthogneiss de Tamagot (Pitfield et al., 2004). Les veines de pegmatites des étapes tardives recoupent l'orthogneiss de Tamagot de la même manière que les terrains de Tasiast-Tijirit.

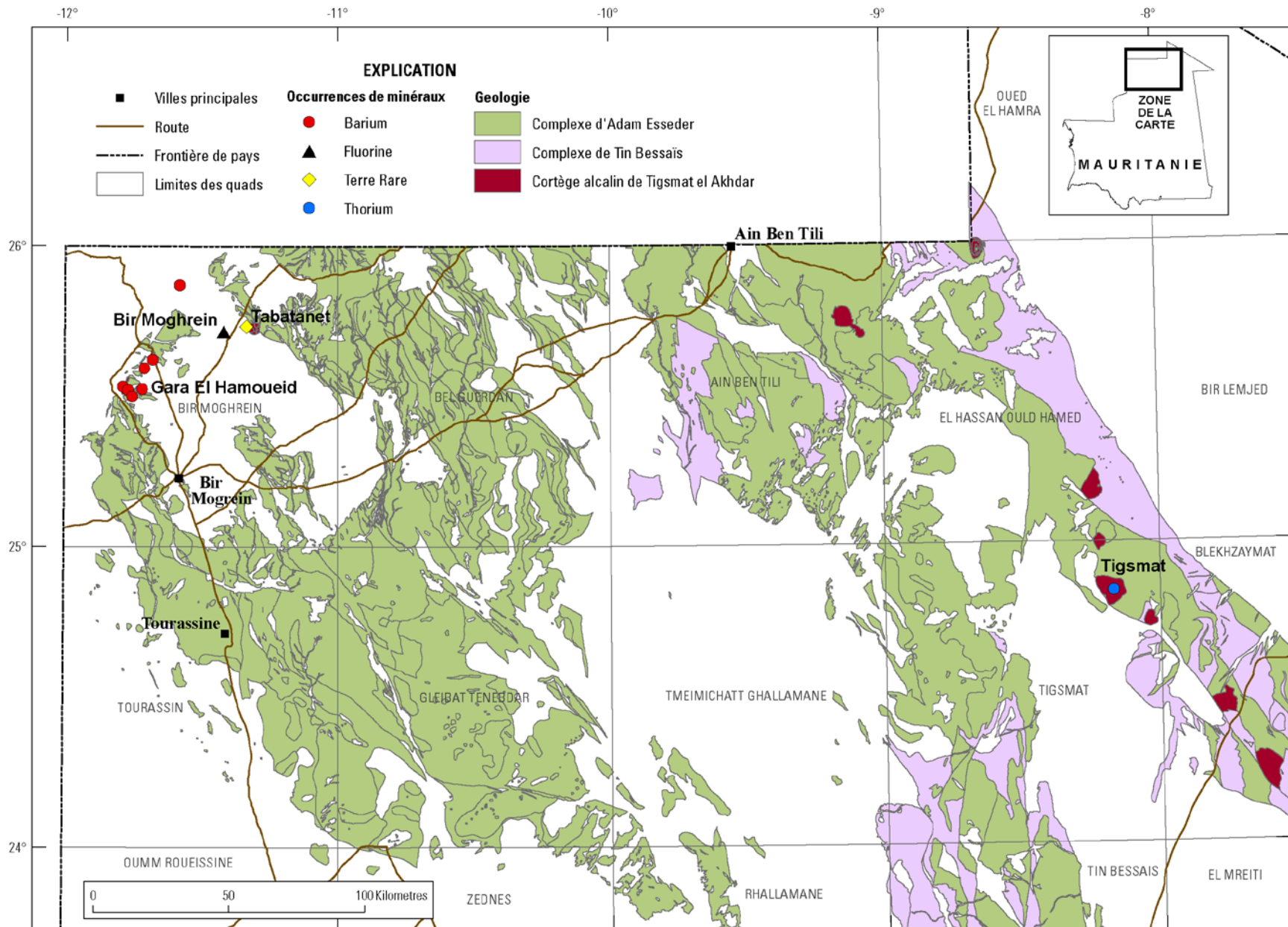
Au sein du Complexe nord d'Amsaga, des présences de béryl se situent au niveau des deux zones de Guelb el Azid et d'Iguilid (Fig. 3). On ne possède que peu d'information concernant Guelb el Azid, où du béryl est signalé au sein des veines pegmatitiques (?) dans un gneiss migmatitique renfermant de l'hypersthène. Au niveau d'Iguilid, les veines de pegmatites sont observées dans les roches de métagabbros du Massif d'Iguilid (2 706 Ma ; Pitfield et al., 2004). Le Massif d'Iguilid est le plus vaste d'une série

d'ensembles intrusifs de métagabbros situés sur la totalité du Complexe d'Amsaga. Il consiste en un ensemble arqué, allongé dans la direction N-S, et situé sous un alignement de grandes collines. De plus petits pods de métagabbros sont fréquents dans les gneiss entrecroisés tectoniquement entourant l'intrusion, et l'ensemble des roches de type métagabbros de la région sont dénommées collectivement comme la « Suite d'Iguilid ». Les métagabbros sont massifs, équigranulaires, de grains intermédiaires à grossiers, et s'altèrent en produisant une couleur soit bleu-gris soit brune. Le Massif d'Iguilid est recoupé par des veines de pegmatites quartzo-feldspathiques renfermant de la tourmaline et de la muscovite, ainsi que des épaisseurs semblables à celles observées au niveau des terrains de Tasiast-Tijirit (Pitfield et al., 2004). Gunn et al. (2004) décrivent quinze veines dans la région, douze d'entre elles contenant du béryl. Elles sont relativement non déformées et renferment du quartz, des feldspaths, de la muscovite, de la tourmaline et du grenat, avec des cristaux sporadiques de béryl bleu, d'une taille pouvant aller jusqu'à quelques dizaines de centimètres, ainsi que de la magnétite, de la colombo-tantalite, de l'apatite et de la scheelite mineures.

5.2 – Intrusions alcalines de la partie paléoproterozoïque du Bouclier de Rgueïbat

Le Bouclier nord-est de Rgueïbat est formé de granitoïdes paléoproterozoïque (Birimien) à néoproterozoïque et de roches supracrustales du craton ouest africain. Cette région est caractérisée par une série de ceintures volcano-sédimentaires, et est associée à des successions intrusives granitiques à l'échelle d'un batholite, mises en place lors de l'orogénie éburnéenne à partir d'environ 2 150-2 000 Ma. Deux ensembles majeurs de zones de cisaillement sont observables, de directions NNO-SSE et E-O, bordant souvent les ceintures volcano-sédimentaires et(ou) les batholites, et sont un lieu de présence de granite peralcalin à cristallisation tardive, et d'intrusions de syénite aussi bien que de dykes jurassiques (Lahondère et al., 2003). Ces intrusions alcalines à hyperalcalines sont reconnues comme étant les roches les plus jeunes liées au cycle éburnéen, et représentent des cibles possibles pour l'U, le Th, les terres rares, le F, ainsi que d'autres présences minérales d'éléments incompatibles.

Plusieurs présences sont connues au nord et à l'est du Bouclier de Rgueïbat, au sein de la Suite alcaline de Tigmat el Khadra. La Suite de Tigmat el Khadra consiste en un nombre allant jusqu'à dix petites intrusions quasi circulaires mises en place essentiellement au sein du Complexe birimien tardif d'Adam Esseder. Les intrusions sont présentes dans deux régions. La première est située à environ 60 kilomètres au nord de la ville de Bir Moghreïn, visible sur la carte géologique de Bir Moghreïn à l'échelle 1/200 000^{ème}, et contenant le granite-syénite de Tabatanate, ainsi que les ensembles de syénite de Gara El Hamouïed (Fig. 4). La seconde consiste en une série d'au moins huit intrusions, à proximité de la bordure est du Complexe d'Adam Esseder, et au niveau du contact entre les Complexes d'Adam Esseder et de Tin Bessaïs. Ces intrusions définissent une ceinture de direction N-NO, d'approximativement 225 kilomètres de long, soit pratiquement toute la largeur du Bouclier nord-est de Rgueïbat, et sont visibles (du S-SE vers le N-NO) sur les cartes géologiques au 1/200 000^{ème} de Blekhzaymat, Tigmat, El Hassan Ould Hamed, et Ain Ben Tili (Lahondère et al., 2003). Ces intrusions comprennent les granites à aegyrine d'Assif Msérif et de Tigmat el Khadra, la syénite d'Hassi el Fogra, et la phonolite de Bir Lefjah (Fig. 4). En général, ces intrusions sont visibles sur les images satellitaires. Toutefois, elles ne sont que peu visibles sur le terrain et n'ont, soit pas d'expression morphologique, ou sont représentées sous la forme d'un ou de plusieurs petits guebbs (« colline » en arabe). Les roches intrusives présentent généralement des textures microcristallines, porphyriques, avec souvent des figures d'écoulement, et occasionnellement pegmatitiques, laissant supposer une mise en place à des niveaux élevés au sein de la croûte (Lahondère et al., 2003).



La présence de Tabatanate est située dans la partie nord-est de la carte géologique à l'échelle 1/200 000^{ème} de Bir Moghreïn, et est décrite comme étant hébergée par une petite intrusion semi-circulaire d'environ trois kilomètres de diamètre, visible au niveau d'approximativement dix petits guelbs s'élevant au-dessus du régolithe. L'intrusion consiste en du granite porphyrique, de la syénite, de la syénodiorite / du syénogabbro, de la microsyénite, et de la microsyénite avec des textures foyaitiques (Lahondère et al., 2003). Le complexe au niveau de Tabatanate est associé avec des anomalies magnétiques et radiométriques, et est formé d'un dépôt probable ressemblant à un dyke, de direction est-ouest, et s'étendant sur une distance de 500 mètres. Marot et al. (2003) décrivent une phase intrusive tardive associée avec cette anomalie. Cette phase possède une texture microporphyrique très marquée par un fluage, avec des lames de plagioclases d'échelle millimétrique, des pyroxènes aciculaires ou des amphiboles, un carbonate légèrement brun, de l'épidote, et de possibles allanite et cancrinite. Une magnétite mineure, de la pyrite (< 1 pourcent), et de la sodalite (< 2 pourcent) sont présentes au cœur des globules ou vacuoles du microgranite. Rocci (1960) décrit la présence de nombreux dykes, généralement de plusieurs décimètres d'épaisseur. Un zircon accessoire, de la titanite, et plus rarement de l'apatite et de la fluorine, sont également signalés. Au sein d'une étude d'environ 50 concentrés de minéraux lourds provenant de la région des guelbs, de l'hématite, de l'ilménite, de la magnétite, des grenats à mélanite, du pyroxène et de l'amphibole, de la pyrite oxydée, du rutile, et du zircon, sont toujours présents. De la même manière, de la monazite est présente dans 75 pourcent des concentrés, et respectivement 50 et 30 pourcent des concentrés contiennent des grenats roses et de la tourmaline brune, ainsi que des minéraux moins fréquents comprenant de l'anatase, de l'andalousite, de l'anhydrite, de la barytine, du chrysobéryl, de la fluorine, de la sillimanite, du spinelle, et de la staurolite. De l'analcime est également signalée en lame mince (Rocci, 1960). Les prélèvements d'échantillons du BRGM dans la région indiquent une teneur élevée en terres rares. Le site est également favorable à la présence de carbonatite (Marot et al., 2003). Il est indiqué, au sein de la base nationale de données sur les présences en Mauritanie (Marsh et Anderson, à paraître), comme étant caractérisé par une présence de terres rares alluviales liées à l'intrusion. Toutefois, il est probable que l'indication de cette présence soit uniquement liée au prélèvement de concentré de minéraux lourds par Rocci (1960), il y a plus de 50 ans, et qu'il n'y ait aucune donnée supplémentaire pour confirmer que la présence possède véritablement un intérêt économique.

La présence de fluorine de Bir Moghreïn est signalée comme étant une surface alluviale surmontant le granite du Complexe d'Adam Esseder, approximativement 8,5 km à l'ouest sud-ouest de Tabatanate. La base de données nationale des présences en Mauritanie (Marsh et Anderson, à paraître) indique qu'un concentré de minéraux lourds, en provenance de ce site, contient de la fluorine, des zircons octaédraux roses, de la titanite, des grenats bruns, de l'ilménite, de l'épidote, de la pyrite oxydée, de l'apatite, et de rares tourmalines, de la martite, de la magnétite, des pyroxènes et des amphiboles, ainsi que du rutile. Cette présence est également probablement liée au prélèvement d'échantillons de Rocci (1957 ; 1960), et il n'existe pas de données supplémentaires pour permettre de confirmer que la présence possède un intérêt économique.

L'ensemble de syénite de Gara El Hamouïed est situé dans la partie centrale ouest de la carte géologique à l'échelle 1/200 000^{ème} de Bir Moghreïn, au niveau de la discordance entre le Bouclier de Rgueïbat et les roches sédimentaires de couverture du Sous-Bassin de Black Zenmour. Il est situé à environ 48 kilomètres à l'ouest sud-ouest de l'intrusion de Tabatanate. L'intrusion est approximativement d'une taille de 6,5 x 1-2 km, et est étirée dans une direction est nord-est, parallèlement à la bordure du bassin. Pratiquement aucune documentation écrite n'est disponible. La cartographie du BRGM identifie l'intrusion comme étant une syénite à aegyrine appartenant à la Suite de Tigmat el Khadra (Lahondère et al., 2003).

Elle semble présenter un contact intrusif avec les roches granitiques du Complexe d'Adam Esseder, particulièrement le faciès granitique de Bir En Nar (décrit ci-dessous), le long de sa bordure est. Elle est également en contact avec les roches sédimentaires de l'Ordovicien le long de sa bordure ouest. Il existe six veines épithermales de présences barytine-fluorine distinctes étant désignées par la même dénomination et étant associées spatialement avec l'intrusion. Deux sont immédiatement adjacentes de l'intrusion, et les quatre autres sont environ à 2, 5, 6, et 11 kilomètres au sud-est, à l'est ou au nord-est de l'intrusion. L'ensemble des présences de Gara El Hamouïed présente exactement la même description, et est présenté comme des veines de quartz-barytine-fluorine-sulfures de 0,2 à 1,0 m d'épaisseur et s'étendant jusqu'à 200 mètres de longueur, réparties de manière discontinue sur une distance de 2 à 3 kilomètres. Elles recourent le socle précambrien du Bouclier aussi bien que les roches sédimentaires de l'Ordovicien le recouvrant, selon des directions nord-sud et NNE-SSO (Marsh et Anderson, à paraître). Elles sont interprétées comme étant liées à l'orogénèse des Mauritanides. Toutefois, leur provenance orogénique et leurs relations avec l'ensemble de syénite de Gara El Hamouïed ne sont pas claires.

Le granite à aegyrine au niveau de Tigsmat el Khadra, au nord-est du Bouclier de Rgueïbat, est visible au sein d'un groupe de guelbs portant le même nom. Les guelbs sont des reliefs bas, s'élevant faiblement au-dessus de la surface du régoïlithé, et ils sont formés de granites légèrement colorés, de beige à blanc, avec un grain intermédiaire. La caractéristique la plus remarquable de ces roches est la présence de regroupements rayonnants composés d'aegyrine prismatique d'échelle millimétrique associée à des feldspaths alcalins, de l'amphibole, et dans une moindre mesure des plagioclases, du quartz, des oxydes de Fe-Ti, de grands zircons, de la titanite, et de l'apatite. Un dyke de couleur grise, à grain fin et d'échelle décimétrique, et présentant une minéralogie identique, a été observé en recoupement de la bordure du granite à aegyrine (Lahondère et al., 2003). Marot et al. (2003) suggèrent que la présence de Tigsmat peut être enrichie en terres rares et en métaux rares au sein des placers associés, mais semble ne représenter qu'un faible potentiel. Les roches hôtes au niveau de la présence consistent en un granite à aegyrine rubané et en des ensembles de pegmatites avec des remplissages de quartz, d'amphibole, et d'autres minéraux ferromagnésiens. La phase intrusive de granite la plus récente se présente sous la forme de dykes granitiques microcristallins injectés au sein de la pile d'ignimbrites en recouvrement. Toutefois, les faibles valeurs au scintillomètre obtenues à partir des pegmatites et des dykes de microgranite (< 180 c/s) laissent supposer qu'ils ne sont pas fortement minéralisés.

L'intrusion de granite à aegyrine d'Assif Msérif est située environ à 18 kilomètres au sud-est de la présence de Tigsmat, et consiste en deux ensembles ovoïdes d'une taille de plusieurs kilomètres se distinguant comme des anomalies radiométriques confirmées par les analyses géochimiques (U et Th = 30 et 128 ppm respectivement ; Lahondère et al., 2003). Au niveau de l'affleurement, le granite est hétérogène, la phase dominante étant formée de granite blanc à quartz-feldspaths-magnétite, à grains intermédiaires, présentant localement une teinte rouge résultant de l'altération de la magnétite. Le granite est recoupé par une série complexe de dykes postérieurs, souvent pegmatitiques et marqués par une présence d'amazonite ayant été exploitée par des mineurs artisanaux. Au sud, les masses intrusives sont en contact avec les granodiorites et les tonalites du Complexe de Tin Bessaï, et la bordure nord est caractérisée par un contact bréchifié avec le microgranite porphyrique (Lahondère et al., 2003). Le contact nord est marqué par deux étroits faciès intrusifs présentant une rougeur prononcée, et consistant en un microgranite leucocrate adjacent du granite principal à quartz-feldspath-magnétite, et un faciès formé de granite à grain moyen renfermant de l'amphibole. La zone de contact entre ces deux faciès est riche en amphiboles à gros grains, et est recoupée par des injections de granite microgrenu blanc-gris contenant de l'amphibole finement cristallisée en alternance avec des pegmatites contenant des cristaux d'amphibole allant jusqu'à une taille de

trois centimètres. Les géologues du BRGM signalent une similitude avec les syénites à gros grains de l'intrusion de Hassi el Fogra, ce qui permet d'émettre l'hypothèse d'une relation entre les faciès intrusifs granitiques et syénitiques de l'intrusion. Le niveau superficiel de l'emplacement au sein de la croûte, et la présence de phases de cristallisation tardives, suggèrent la possibilité de l'existence de phases plus riches en éléments incompatibles (Lahondère et al., 2003).

L'ensemble de phonolite de Bir Lefjah est situé dans la partie nord-est de la carte géologique à l'échelle 1/200 000^{ème} d'Ain Ben Tili, et peut être délimitée au mieux, sur la base des images satellitaires, comme étant une masse à peu près oblongue d'environ quinze kilomètres de long et de huit kilomètres de large à son point le plus large. Deux phases magmatiques étroitement associées ont été identifiées au niveau d'affleurements de mauvaise qualité, et consistent en des laves vert pomme à texture légèrement porphyrique, présentant des figures de fluage renfermant des phénocristaux d'amphibole et de feldspaths, des amygdales remplies de quartz et de pyrite, ainsi qu'une roche microcristalline à amphibole et présentant parfois du pyroxène. Localement, la microdiorite est recoupée par un dyke de tachyandésite d'un mètre d'épaisseur. Des analyses géochimiques limitées, ainsi que la présence de minéraux de feldspathoïdes en lame mince (pouvant être de l'analcime) confirment la nature non saturée de la phonolite de Bir Lefjah (Lahondère et al., 2003).

L'intrusion de syénite de Hassi el Fogra est un ensemble circulaire d'environ sept kilomètres de diamètre recouvrant les bords des cartes géologiques à l'échelle 1/200 000^{ème} d'El Hassan Ould Hamed et d'Oued El Hamra, au niveau de l'angle où la frontière de l'État avec le Sahara Occidental s'incline de l'est vers le nord. L'intrusion ne présente pas d'expression morphologique, et est avant tout délimitée sur la base des images satellitaires. Un affleurement limité permet de faire l'hypothèse de la présence de bandes alternées de syénites de grains grossiers à fins présentant des figures de fluage, alternant avec le granite rose du Complexe d'Adam Esseder, au sein duquel elles forment des intrusions. La syénite à gros grains est une roche renfermant du quartz, d'une couleur allant du blanc au gris, avec des amphiboles de dimension centimétrique prenant une apparence de pegmatite lorsque la taille des cristaux augmente. Les amphiboles flottent au sein d'une matrice composée de feldspaths et de (rares) quartz. Des accumulations locales de pyroxène vert à grain fin sont également observées. Le travail en lames minces identifie l'amphibole comme étant de l'arfvedsonite, de même que sont repérées comme minéraux accessoires de la magnétite, de l'apatite, de la titanite, ainsi qu'une rare biotite et de l'épidote. La syénite à grains fins possède une composition minéralogique identique à la variété cristalline à grains grossier, et se distingue des granites roses du Complexe d'Adam Esseder par sa teneur élevée en amphibole et sa texture présentant des figures d'écoulement (Lahondère et al., 2003).

Sur la base des études géophysiques et de valeurs élevés en scintillométrie, deux anomalies supplémentaires ont été localisées par le BRGM au niveau d'El Mrhader dans le quart nord-est de la carte géologique à l'échelle 1/200 000^{ème} de Bir Moghreïn et au niveau d'El Hajar, à proximité de la bordure ouest de la carte géologique à l'échelle 1/200 000^{ème} de Bel Guerdan. Ces deux anomalies présentent des indices d'un potentiel de dépôts d'éléments incompatibles (Marot et al., 2003). El Mrhader est décrite comme une anomalie magnétique et radiométrique (K, Th, U) associée un granite localement agpaïtique avec des aplites et des pegmatites. Elle se situe environ 25 kilomètres à l'est sud-est de la présence de Tabatanat, dans une zone de granites volumineux et de granodiorites du Complexe d'Adam Esseder. L'anomalie d'El Hajar est localisée environ 60 kilomètres à l'est sud-est de la présence de Tabatanat, et également au sein d'une zone cartographiée comme le Complexe d'Adam Esseder. El Hajar est une anomalie magnétique et radiométrique non affleurante (U) associée avec une phase aplitique au sein d'un

régolithe renfermant du quartz et de l'hématite, et produisant des valeurs élevées au scintillomètre (400 c/s ; Marot et al., 2003). Peu d'indications supplémentaires sont disponibles concernant ces deux sites.

L'examen des cartes géologiques à l'échelle 1/200 000^{ème} de la zone, concernant à la fois les anomalies d'El Mrhader et d'El Hajar, indique que le faciès magmatique d'Adam Esseder est présent au sein du monzogranite de Bir En Nar. Il est décrit comme une roche de couleur rose, à grain de fin à grossier, et rarement porphyrique, avec une biotite mineure. Il est fréquemment hautement potassique (jusqu'à six pourcent de K₂O) et de ce fait tend à des compositions de syénogranite. Bien que fréquemment présent en tant que roche magmatique dominante sur de vastes espaces, il est également présent sous la forme de dykes et « d'injections » de cristallisation tardive au sein des autres phases du Complexe d'Adam Esseder. Il présente ainsi une certaine similitude avec les syénites et les granites alcalins de la Suite de Tigmat el Khadra (Lahondère et al., 2003). Sur la base de la présence de phases de cristallisation tardives et de l'association possible avec la Suite de Tigmat el Khadra, les anomalies d'El Mrhader et d'El Hajar sont considérées favorables au développement de concentrations d'éléments incompatibles. Toutefois, sans mise en relation supplémentaire sur le terrain et d'évaluation géochimique, le potentiel de présences d'intérêt économique de terres rares et d'éléments incompatibles doit être considéré comme inconnu.

Pendant les campagnes de terrain menées par le BRGM dans le cadre du PRISM 1 au sein de la partie paléoprotérozoïque du Bouclier de Rgueïbat, plus de 12 000 échantillons géochimiques, consistant avant tout en échantillons de régolithe correspondant au quadrillage, et d'un nombre moindre d'échantillons de roches présentant des caractéristiques particulières, ont été prélevés et analysés dans le cadre d'une analyse géochimique multiéléments. Les résultats de ces analyses ont été traités par l'USGS dans le cadre du programme de PRISM 2, et ont été présentés par Eppinger et al. (à paraître). Afin de visualiser des données à élément unique pour le matériau prélevé, dans un contexte de volume très important de données contenant plusieurs types différents de matériaux prélevés, et de façon à attirer l'attention sur les anomalies positives élevées au sein des résultats géochimiques, Eppinger et al. (à paraître) ont choisi de présenter, pour un élément donné, les données sous la forme d'unités d'écart-type (STD) au-dessus de la valeur moyenne de l'intégralité de la base de données. Cinq niveaux sont présentés : < 1,50 ; 1,51-2,00 ; 2,01-2,50 ; 2,51-3,00 ; et > 3,00 STD. Un examen des données dans un format ArcGIS montre que des programmes de prélèvement ciblés ont été réalisés au niveau des présences de Tabatanat et de Tigmat, ainsi qu'au-dessus des intrusions de Bir Lefjah et de Hassi El Fogra. Un échantillon unique de roche a été prélevé au niveau de l'intrusion d'Assif Msérif. Aucun échantillonnage n'a été réalisé au niveau des présences de Gara El Hamouïed et de Bir Moghreïn.

La présence de Tabatanat présente dans de nombreux échantillons des valeurs plus élevées d'éléments uniques, d'une ampleur supérieure à 2,5 STD pour le K, le Na, le Sr, l'Ag, le Nb, le Ta, le La, ainsi que le Zr, et entre 1,5 et 2,5 pour le Be, le Cs, le Ga, et l'Hf. Ces résultats ne viennent pas appuyer l'hypothèse d'une présence de concentrations d'intérêt économique de terres rares. Toutefois, il pourrait y avoir un potentiel pour le Nb et le Ta. Les teneurs en U et Th ne sont pas significativement au-dessus de la concentration de base. La présence de Tigmat possède des valeurs plus élevées en élément unique pour plusieurs échantillons de roches, ainsi que pour une succession d'échantillons de régolithe prélevés dans toute une série de lits de cours d'eau à sec couvrant la région au sud-ouest de la présence. Les valeurs plus élevées supérieures à 2,5 STD au niveau de Tigmat comprennent le Ge, l'Hf, le Nb, le Rb, l'Y, le Zr, et le W. Elles sont situées entre 1,5 et 2,5 pour le K, le Na, le Ga, le Li, et le Ta. De la même manière qu'à Tabatanat, ces résultats ne viennent pas conforter l'hypothèse de la présence de concentrations d'intérêt

économique en terres rares, mais il existe toutefois un potentiel possible pour le Nb et le Ta. Les teneurs en U et Th ne sont pas de façon significative au-dessus des valeurs de base.

Le prélèvement d'échantillons par le BRGM au niveau de la syénite de Hassi El Fogra n'a pas permis d'identifier de concentration supérieure à 3 STD, avec seulement Ce, La, et Pr présentant des concentrations entre 1,5 et 2,5 STD. Cela indique un faible potentiel pour les éléments de terres rares, et le fait que l'intrusion est quelque peu enrichie en éléments de terres rares légers. L'ensemble de phonolite de Bir Lefjah est caractérisé sur le plan géochimique par une succession importante d'enrichissement en éléments uniques, avec des valeurs supérieures à 3 STD pour l'Al, le Be, le Ce, le Co, le Cu, le Fe, le Ga, le K, le La, le Li, le Mg, le Mn, le Na, le Nb, le P, le Rb, le Sr, le Ta, le W, l'Y, et le Zn, ainsi que des valeurs de STD comprises entre 1,5 et 2,5 pour le Cd, le Cs, l'Eu, le Ge, le Sn, le Te, le Ti, l'U, et le Zr. Tandis que le potentiel pour les terres rares n'est pas précisé dans les données, des valeurs plus élevées en métaux de base et une suite d'éléments souvent associés avec une altération hydrothermale suggèrent une mise en place de la phonolite pouvant avoir été associée avec une veine polymétallique ou une minéralisation de skarn. Un potentiel de présence de métaux réfractaires peut également exister.

Seul un échantillon de roche a été prélevé par le BRGM en provenance de l'intrusion de granite à aegyryne d'Assif Msérif, situé au sud-est de la présence de Tigmat. Cet échantillon est caractérisé par des valeurs en éléments uniques supérieures à 3 STD pour le Be, le Ga, le Ge, l'Hf, l'Ho, le Lu, le Nb, le Pb, le Rb, le Sn, le Ta, le Tb, le Th, le Tm, l'U, l'Y, l'Yb, le Zr, et des enrichissements entre 1,5 et 2,5 de Bi et Gd. De manière significative, cet échantillon présente un enrichissement clair en terres rares lourdes les plus recherchées sur le plan économique, de même qu'un potentiel pour l'U, le Th, le Nb, et le Ta. Tout prélèvement d'échantillon effectué dans l'avenir au sein de la région devra inclure des prélèvements d'échantillons ciblés au-dessus de l'intrusion d'Assif Msérif, afin d'évaluer cette très intéressante anomalie géochimique.

5.3 – Complexe alcalin de Bou Naga

Le Complexe alcalin de Bou Naga renferme le dépôt le plus significatif d'Y, de Th, de Ba, de terres rares et de fluorine de Mauritanie. Il a également fait l'objet dans le passé de nombreuses études (voir ci-dessous). Ici, la description constitue une version légèrement condensée du rapport du BGS (voir à ce sujet Gunn et al., 2004 et les références fournies).

Le Complexe alcalin de Bou Naga est un complexe volcano-plutonique qui s'est mis en place au sein de la partie sud-est de la fenêtre tectonique de Bou Naga, appartenant au socle archéen (Complexe d'Amsaga, Fig. 3). Le complexe magmatique consiste au sens large en une intrusion circulaire multiphase centrale, constituée des roches de la Suite de Bou Naga, entourées par des faciès d'épanchements d'ignimbrites dominés par des rhyolites, des rhyodacites et des trachytes de la Formation d'Oued Tidoumaline.

Deux séries de différenciation magmatique ont été reconnues au sein de la Suite de Bou Naga sur la base des caractéristiques géochimiques et pétrographiques : une suite saturée précoce incluant des syénites, des syénites quartziques, des granites alcalo-feldspathiques et des rhyolites, suivie par une suite sous-saturée constituée de syénites foïdales jusqu'à des monzosyénites et des phonolites. Le massif intrusif est subcirculaire, avec un diamètre d'environ douze kilomètres, et est principalement composé de syénites

quartziques et de granites alcalins (Trompette, 1963 et Marcelin, 1965). Ces roches alcalines (saturées à sursaturées), renfermant du quartz, forment un anneau incomplet de collines présentant un drainage interne vers une dépression centrale de lac salé (sabkha). Une masse intrusive plus tardive de syénites sous-saturées foïdales, liées aux roches insaturées hypabyssales, s'est mise en place dans la partie centrale sud du complexe, et sous-tend probablement une partie de la dépression centrale (Blanc et al., 1985 et 1986 ; Blanc, 1986). La bordure sud de la syénite foïdale présente un contact tectonique irrégulier avec les métacalcaires stromatolithiques de pendage orienté vers le sud du Groupe para-autochtone de Nouatil (Fig. 5). Trois datations de zircons par la méthode U-Pb ont été réalisées sur le complexe alcalin. La syénite et le granite alcalin ont des âges de 676 ± 8 Ma et 687 ± 5 Ma respectivement (Blanc et al., 1992). L'intersection basse de discordia sur concordia de l'orthogneiss archéen hôte montre également un âge de 756 ± 25 Ma lié avec la mise en place du complexe alcalin (Blanc, 1986 ; Blanc et al., 1992).

La Formation d'Oued Tidoumaline et le centre intrusif alcalin consistent en une caldeira (ou chaudron), un dyke en anneau, et un complexe plutonique superficiel. Le regroupement de dykes rhyolitiques peu espacés dans la partie sud-ouest du complexe intrusif peut correspondre à la racine visible d'une faille en anneau. La Formation de l'Oued Tidoumaline est constituée de couches d'épanchement et de dépôts pyroclastiques périphériques provenant du volcan rhyodacitique. Ces roches volcaniques changent de composition, allant d'intermédiaire à siliceuse peralcaline, et sont formées de brèches de tufs proximales, d'écoulements d'ignimbrites, et de tufs de retombées aériennes (Pitfield et al., 2004). Les syénites foïdales de la suite sous-saturée sont postérieures au granite-rhyolite à syénite alcaline saturée (à sursaturée). Blanc et al. (1986) considèrent que la suite de syénite/monzosyénite foïdale est largement située au sein d'un fossé central de direction NNO-SSE. Cela serait cohérent avec une intrusion de laccolite injectée à faible profondeur, avec un conduit d'alimentation le long de la bordure du dyke en anneau.

Le Complexe alcalin de Bou Naga, similaire à d'autres présences de roches magmatiques alcalines au niveau mondial, a été mis en place au niveau d'un rift continental ou d'un environnement de graben caractérisé par une tectonique en extension et un amincissement de la croûte. Blanc et al. (1986) considèrent que ce complexe intrusif autochtone précoce panafricain s'est mis en place pendant une phase anorogénique de création d'un rift intracontinental ayant débuté il y a 756 ± 25 Ma.

Les rhyolites alcalines se présentent comme des dykes subverticaux et des couches au niveau de la partie sud du complexe intrusif aussi bien que dans le massif est. Elles semblent abondantes et bien développées dans la zone minière de l'ouest de la masse foïdale, où les rhyolites sont recoupées et localement remplacées par des ensembles de failles/fractures minéralisées en terres rares-Y-Th-F-Ba de plus orientée à l'est, et de veines.

Les phonolites sont visibles sous la forme de dykes étroits subverticaux (< 2 mètres) et de bouchons au sein des syénites à grain grossier. L'orientation des dykes est le plus fréquemment ONO-ESE, avec un ensemble secondaire NE-SO. Les dykes renferment localement des veinules/cisaillements à hématite, parallèles aux bordures de dyke, alors que les bouchons renferment un dépôt vacuolaire d'hématite et de carbonate. Des indices laissent supposer une relation étroite dans l'espace et dans le temps avec la minéralisation.

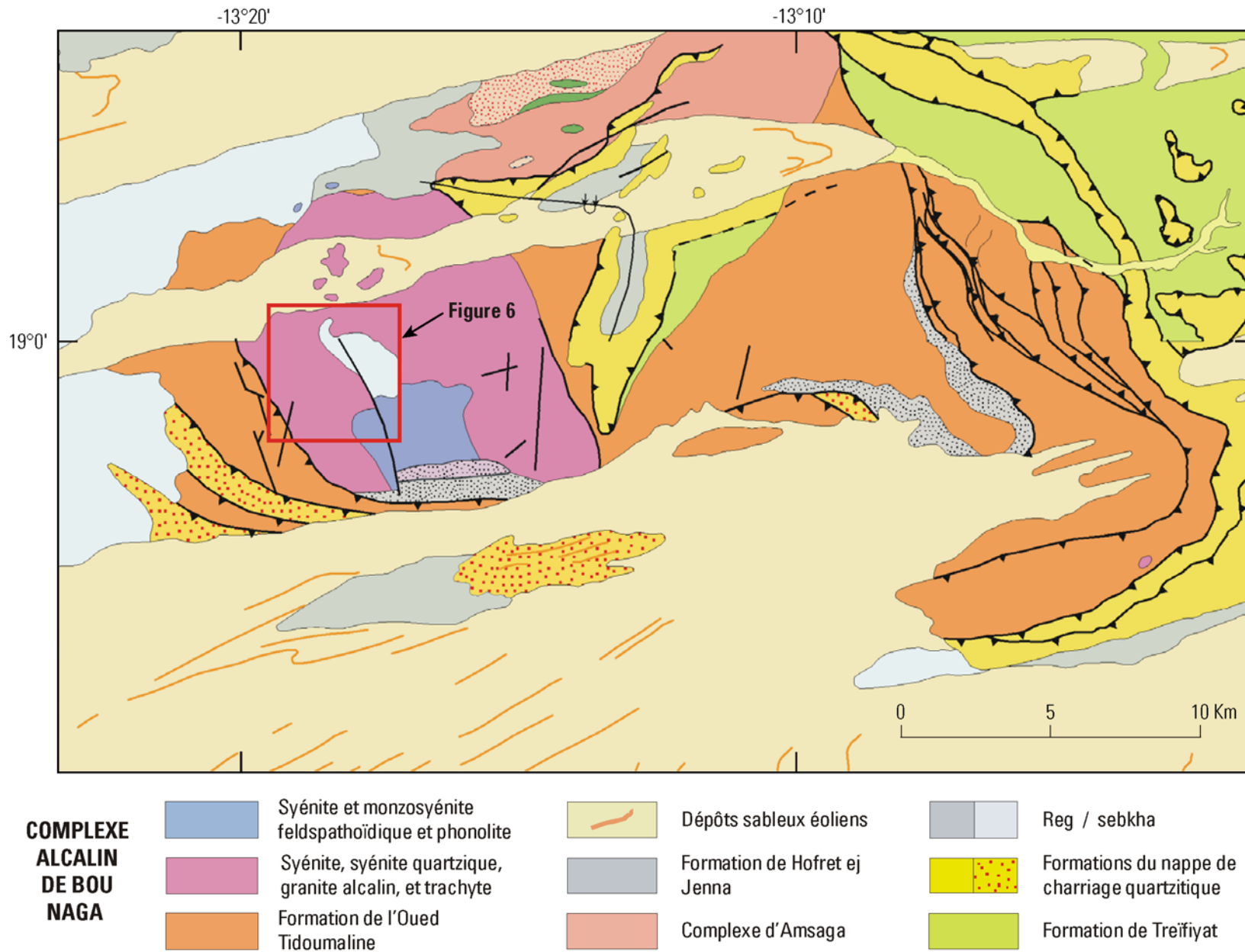


Figure 5. Géologie du Complexe volcano-plutonique alcalin de Bou Naga (d'après Gunn et al., 2004).

La minéralisation de quartz-hématite±fluorine±carbonate, contrôlée par les fractures, est très répandue dans l'ensemble de la succession des syénites, des granites alcalins et des rhyolites de la Suite de Bou Naga, ainsi qu'au niveau de certaines parties de la Formation proche de l'Oued Tidoumaline. Une minéralisation sous la forme d'une veine présentant des terres rares, de l'Y, du Th, du F, et du Ba, n'ayant pas d'intérêt économique, est présente sur le côté ouest de l'intrusion de syénite foïdique, et recoupe à la fois les successions saturées et insaturées. Elle a été ciblée par plusieurs campagnes de prospection de la société Péchiney, et a été brièvement exploitée pour l'yttrium et le thorium par la société Somirema en 1967-68. La production était alors estimée à 1 200 tonnes de concentré d'yttrium (*Mining Annual Review*, 1968-1970). Les exploitations ouvertes cimentées datant de cette période sont largement remplies de sable apporté par le vent et ne sont plus accessibles (Fig. 6).

Les cisaillements à quartz-hématite et les zones de veinules/filamenteuses contrôlées par des fractures présentent deux directions dominantes : NNO-SSE à NO-SE et E-O à ONO-ESE, avec des ensembles subordonnés de direction ENE-OSO et N-S. Ils varient à partir de groupements étroitement anastomosés jusqu'à des revêtements de cisaillement/fracture isolés, avec des espaces de 1 à 10 mètres. Les groupements denses ont donné naissance à l'apparence générale noircie de certaines collines. Les veines présentent une épaisseur allant jusqu'à 10 centimètres (mais le plus fréquemment < 1 à 5 centimètres), et sont localement de type rubané ou composite. Au sein de la zone minière, les veinules renferment fréquemment de petits placages ou des lentilles de fluorine violette sombre, et ont conduit à des zones d'altération rougeâtres d'échelle centimétrique au sein des roches encaissantes. Cette altération s'étend jusqu'à 5 centimètres (le plus souvent 2 à 3 centimètres) des deux côtés d'une veinule < 1 centimètre, mais aurait été observée jusqu'à un mètre lorsqu'elle est adjacente des veines minéralisées d'échelle métrique (Marcelin, 1965). Les ensembles de veines de cisaillement de direction nord-ouest présentent une géométrie sygmoïdale en association avec les ensembles de direction E-O. La dilatation des veines de liaison en extension, les déplacements de dykes rhyolitiques, et les autres indices de mouvement, indiquent une composante apparente dextre du mouvement latéral. Dans la zone minière, les cisaillements et les fractures à hématite se présentent comme étant en association spatiale et temporelle avec la minéralisation de veines. Ils sont observés dans la zone de plancher des veines minéralisées de direction E-O.

Dix zones radiométriques anormales ont été définies au sein du Complexe volcano-plutonique de Bou Naga au cours d'une étude géophysique utilisant des moyens aériens, conduite en 1963-64 par la société française « Compagnie Générale de Géophysique » (Marcelin, 1965). Elles correspondent à des zones où les mesures de radioactivité aériennes ont dépassé un total de 1 000 coups par seconde. Quatre de ces anomalies sont présentes au sein du complexe intrusif annulaire, trois au sein du massif rhyolitique de l'est, et trois au sein de la succession volcanique de l'ensemble tectonisé de l'Oued Tidoumaline. En 1979 une seconde étude géophysique aéroportée, menée sous l'égide du PNUD, a été réalisée par la société canadienne Geoterrex Ltd., et a identifié une anomalie supplémentaire dans le secteur.

Le site principal de la minéralisation de l'ancienne veine d'intérêt économique s'étend au-delà d'une zone d'environ quatre kilomètres, et est principalement situé au sein de la succession intrusive saturée sur le côté ouest de l'intrusion sud-centrale de la syénite foïdique. Un réseau de 62 veines a été signalé, consistant en des regroupements de direction dominante NO-SE à E-O (moyenne de 110 à 120°) et des ensembles subordonnés N-S à NE-SO (Marcelin, 1965). Les veines sont verticales ou présentent un pendage important vers le nord, et varient de quelques dizaines de mètres jusqu'à 1 500 mètres (Filon F) de longueur, et de 2 centimètres à 5 mètres (moyenne 30 centimètres) d'épaisseur. Le veinage semble se terminer, ou être

tronqué, à l'est au niveau d'une faille de direction N-NO traversant les guelbs, ou passant à proximité des guelbs du potentiel de Zellaga (Fig. 6).

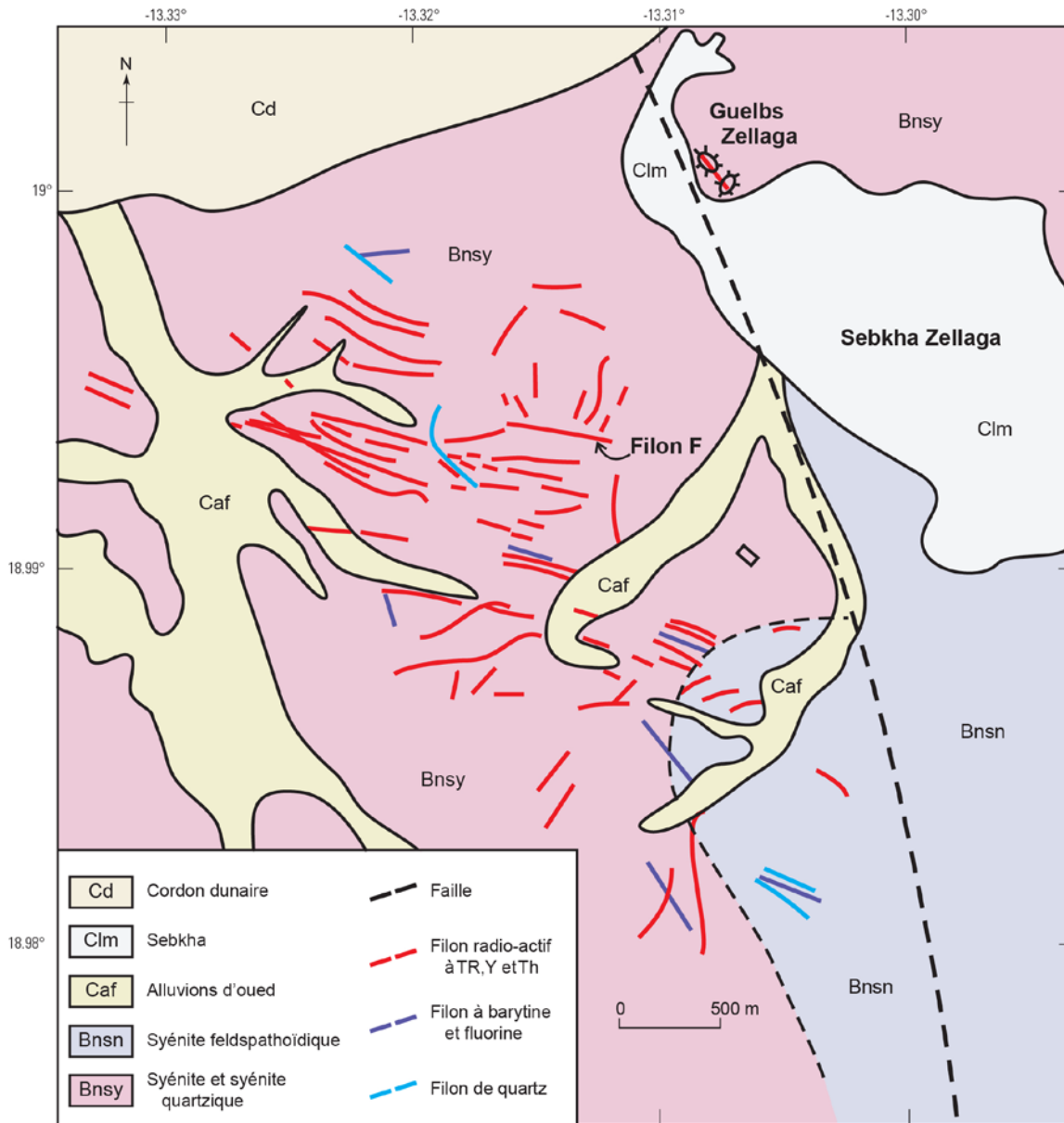


Figure 6. Plan des veines minéralisées de la région de la mine abandonnée (le site de l’installation est indiqué par un rectangle) au sud-ouest de la Sebkha Zellaga (modifié à partir de Marcellin, 1965 ; Gunn et al., 2004). Localisation présentée au niveau de la Figure 5.

Le principal regroupement de veines est observé au niveau de failles en cisaillement, en un lieu où il est possible d’observer un degré de symétrie au niveau de l’ensemble le plus orienté vers l’est, dominé par la barrière faillée du Filon F. Au sud de cette direction axiale, les veines s’inclinent depuis une direction NO–SE vers un parallélisme avec la barrière faillée, tandis qu’au nord elles présentent une courbure vers une direction nord.ouest. Le Filon F semble présenter une propagation en échelon, avec des marches vers la gauche et recoupant obliquement certaines des veines ONO–ESE. Il constitue la limite sud d’un ensemble

de veines septentrionales, et il est lui-même recoupé par des veines de quartz postérieures. Les veines NNE–SSO sont plus courtes et de forme lenticulaire, mais atteignent de plus grandes largeurs. Elles sont considérées comme étant des remplissages de failles de tension.

Trois types de veines sont présentes : 1) des veines radioactives renfermant des éléments de terres rares, ainsi que des minéraux d'Y et de Th, et ayant une direction dominante ONO-ESE, 2) des veines de barytine-fluorine parallèles aux veines radioactives, mais apparaissant plus tardivement dans la paragenèse des veines. La barytine et le quartz semblent cimenter et remplir de l'hématite colloforme fragmentée, et 3) des veines de quartz de direction N-NE (30°) ou NO–SE (130°), et à la fois recoupant et déplaçant les veines radioactives. Elles sont également postérieures aux veines de barytine-fluorine.

Les veines radioactives de fracture en cisaillement (1 ci-dessus) varient beaucoup en épaisseur et selon le type de présence le long de la direction des structures. Elles se pincent et enflent, et/ou sont observées sous la forme de lentilles intermittentes. Les veines isolées bifurquent et fusionnent, passent par des zones de filaments anastomosés ou de réseaux ramifiés, ou encore des disséminations. Le remplissage des veines des secteurs inférieurs soumis à une contrainte en dilatation (?) est principalement massif et brunâtre avec une patine noire. Il présente aussi parfois, mais assez rarement, des bandes régulières. La structure interne des veines est généralement bréchifiée. Des veines composites avec deux générations de quartz sont également observées : des veines grises précoces de brèches remplies par du quartz sont recoupées par des veines de quartz laiteux. Les roches des murs syénitiques et des fragments de brèches sont fréquemment rougeâtres en raison de la présence d'oxydes de fer.

Les principaux minéraux de veines comprennent le quartz, la magnétite, l'hématite, la goethite, le cryptomélane, différents carbonates, la fluorine, le rutile, la thorite, la pyrrhotite, la pyrite, le zircon, le microcline et les plagioclases. Cet assemblage peut être localement accompagné de riebeckite ($\text{Na}_2\text{Fe}_5(\text{Si}_8)_{22}$), de parisite ($\text{CaCe}_2(\text{CO}_3)_3$), de bastnaésite ($\text{LaCe}(\text{CO}_3)(\text{OH}, \text{F})$), et de xénotime métamicté (YPO_4). Les valeurs du thorium sont fréquemment comprises entre 0,1 et 6,5 pourcent, et atteignent localement 12,5 pourcent au sein du Filon F, où la mesure de la radioactivité atteint un maximum de 5 500 c/s, les teneurs en Y_2O_3 sont de 3,0 à 4,8 pourcent (Marcelin, 1965 ; Pouit, 1968). De la thorianite (ThO_2), de l'uranothorite ($\text{U,Th,Ce}\text{SiO}_4$) et de l'ilménorutile ($\text{Fe,Ti}\text{O}_2$) ont été trouvées en supplément au sein du Filon F (Pouit, 1968).

Les estimations de la ressource en minerai indiquent 1 850 tonnes par mètre de profondeur, à une teneur moyenne de 3,65 pourcent d' Y_2O_3 . Sur la base d'une profondeur exploitable de 40 mètres, la ressource totale en place serait de 74 000 tonnes de minerai. Toutefois, en l'absence d'intersection de puits de forage, ces estimations manquent de précision.

Le potentiel de Guelbs Zellaga (19°00'00"N/13°18'25"O ; Fig. 6) consiste en un granite alcalin renfermant des minéraux de quartz-carbonate-hématite-fluorine-barytine-terres rares, formant un ensemble de deux collines noires déchiquetées et en relief, présentant une arête centrale de direction NO–SE. Ce potentiel produit une forte anomalie radiomagnétique uranifère, avec des valeurs d'U essentiellement dans l'intervalle 10 à 20 ppm. Les valeurs du thorium varient entre 0,1 et 0,8 pourcent. Il est relativement enrichi en cérium (bastnaésite) et se distingue, de plus, par la présence de malachite et d'épidote. La minéralisation prend la forme d'un réseau de veines, d'imprégnation, et de zones de remplacement. Dans le détail, ceci se traduit par des failles/veines minéralisées verticales de direction approximative N-O à N-NO, et sous la forme de zones d'imprégnation (replats) coalescentes, contrôlées par des fractures, et avec un faible pendage

vers le S-O. Les failles minéralisées et les veines présentent un pendage de 70 à 90°. Une faille mineure située à 19°00'05"N/13°18'29"O contient des vestiges de boxworks de veines, soulignant des fragments de brèches altérées et de débris cimentés par la calcite. Le guelb N-O (19°00'07"N/13°00'29"W), caractérisé par une minéralisation très apparente de fluorine violet sombre, s'élève à 45 mètres au-dessus de la plaine alentour, et possède une bordure ouest en ligne droite. Le guelb S-E (18°59'56"N/13°18'25"W) s'élève à 20 mètres, est plus équidimensionnel, et possède un chapeau épais de fer/ferricrète manganifère. Des veines étroites de brèches quartziques et de cavités vacuolaires recouvertes de quartz et de calcite sont très visibles au sein de l'hématite-goethite massive.

Au total, la minéralisation du Guelbs Zellaga consiste en des lentilles de 330 mètres de long et 85 mètres de large. Le prélèvement d'échantillons en surface sur la base d'un quadrillage systématique de 10 mètres (c'est-à-dire un total de 153 échantillons) a fourni des valeurs d' Y_2O_3 généralement inférieures à 0,2 pourcent, mais à une valeur moyenne sur 100 échantillons de 2,5 pourcent de CeO_2 . On estime que 600 000 tonnes sont directement exploitables sans décapage de la surface du sol.

Étant donné la direction générale NO–SE, également visible au sein des systèmes de brèches et de veines d'extension à proximité de la bordure du complexe en anneau, et au sein de l'enveloppe volcanique, le système minéralisé est interprété comme un ensemble d'écaillés tectoniques en extension ou une série de fractures en échelon. Une composante dextre de mouvement le long d'une zone de faille de direction NO–SE conduirait à une dilatation sous la forme de fractures davantage orientées vers le nord.

Les veines et les brèches épithermales recoupent la Formation de l'Oued Tidoumaline, et renferment localement des minéraux d'intérêt économique. Au sein du massif rhyolitique est et de l'ensemble de l'Oued Tidoumaline, les veines de quartz de direction NNE–SSO à NE–SO (30 à 36°), sont typiquement d'une épaisseur de 1 à 3 mètres, avec une extension latérale d'au moins 200 mètres. Elles consistent principalement en du quartz laiteux, mais renferment aussi localement un quartz à améthyste pâle. La minéralisation de cuivre est visible à partir des indices de malachite, de cuprite et d'un minéral noir suie qui peut être de la chalcocite. Des textures de remplissage des espaces vides (rubanement colloforme symétrique, textures en peigne et cavités sous forme de druses tapissées de cristaux) sont fréquentes. De nombreuses veines présentent également des zones internes d'échelle centimétrique à décimétrique de veines de quartz bréchifiées et cimentées par de l'oxyde de fer.

Une succession de veines de quartz-carbonates±sulfures de direction ONO–ESE (280 à 305°) recoupent les roches rhyodacitiques du massif de l'est et les schistes chloritiques de la Formation de Trefiyat. Elles sont typiquement anastomosées et de forme lenticulaire (inférieures à 40 centimètres d'épaisseur), avec un pendage vers le sud de 47 à 72°. Quelques exemples sont rubanés de manière symétrique, avec des bordures ankéritiques extérieures allant jusqu'à une zone de calcite à grains grossiers renfermant un filon central avec des lentilles de quartz et des cubes de pyrite bien formés. Les couches ankéritiques renferment également localement de la pyrite disséminée. Des zones/barrières de brèches d'échelle décimétriques présentent une direction ONO–ESE à NO–SE (300 à 316°). Deux types ont été identifiés : 1) des brèches rhyolitiques cimentées par du quartz et silicifiées, renfermant de petites cavités plates de druses tapissées de cristaux avec des extrémités quartziques (par exemple 19°01'09"N/13°21'14"O), et 2) des brèches rhyolitiques cimentées par de l'hématite±fluorine présentant un remplacement sélectif et un remplissage des espaces ouverts (par exemple 18°59'32"N/13°09'00"O). Dans certains cas, une imprégnation préférentielle des brèches volcaniques d'origine a pu avoir lieu.

Il est visible que la minéralisation de veine a connu une mise en place en étroite association spatiale et temporelle avec la suite sous-saturée de roches alcalines. Les liquides résiduels magmatiques tardifs riches en fluorine, renfermant des niveaux élevés d'éléments incompatibles (Ba, terres rares, Y, U, Th), se sont concentrés au niveau d'emplacements en dilatation (extension) des zones de failles/fractures. Les présences de terres rares légères de fluorocarbonates indiquent, de plus, que le CO₂ a été un composant significatif de la phase fluide pneumatolithique.

La première étape de minéralisation a engendré des groupements de veines hématiques, à savoir les veines radioactives renfermant des éléments de terres rares et de la fluorine-barytine. La paragenèse est condensée ou télescopée, mais indique en général un dépôt précoce de minéraux de Fe, de Mn, de terres rares et d'Y, puis un dépôt plus tardif de minéraux de Ba, de F et d'U. Les silicates de Th se sont déposés précocement, et sont étroitement associés avec l'U. Le quartz, et dans une moindre mesure la fluorine, peuvent être observés sur l'ensemble des zones. La calcite devient de plus en plus fréquente vers les stades finaux de dépôt. U et Th se seraient divisés préférentiellement en une phase gazeuse, avec une plus grande dispersion pouvant en partie expliquer les anomalies radiométriques très dispersées.

Le second stade de minéralisation a été associé avec une tectonique de nappes compressive (ou de transmission de pression) avec l'introduction de veines de quartz et une certaine remobilisation de veines minéralisées préexistantes, particulièrement en Th et U. Parmi les autres minéraux associés à cette minéralisation figurent l'hématite, les carbonates, les minéraux de Cu et les autres sulfures, principalement la pyrite. De l'ankérite borde les veines de direction ONO–ESE au sein du massif est, et est clairement antérieure aux autres phases minérales.

Des failles inverses recoupant des plis d'échelle centimétrique, ainsi que d'autres indices de mouvement non spécifiés, témoignent d'une composante gauche du mouvement latéral au niveau du Filon F (Blanc, 1986). Cela serait en cohérence avec le sens de courbure/rotation des veines vers la zone de faille du Filon F. Toutefois, un ensemble « en échelon » est cité de manière incorrecte comme un indice de ce vecteur de mouvement. La géométrie ne constitue pas en effet véritablement une preuve. Les fractures « en échelon » inclinées vers la gauche au niveau d'un simple système de glissement suivant le pendage, avec un mouvement vers la gauche, seraient essentiellement antagonistes d'une dilatation (cisaillement de synthèse R1). Les remplissages des fissures d'extension sont considérés comme étant : 1) en réponse à une composante normale (d'extension) significative au mouvement de faille, 2) largement dus à une bréchification hydraulique au sein d'un environnement en compression, des inflexions E-O à NE-SO de lodes de direction O-NO auraient ainsi pu se dilater au sein d'un environnement essentiellement compressif et pourraient avoir joué le rôle de site de bréchification, ou 3) une phase en extension précoce de remplissage de fissures ayant évolué vers un régime essentiellement en compression.

Des décrochements dextres de certains dykes de rhyolite et de microsyténite de direction NO-SE sont observés le long de failles mineures en parallèle d'un système de veines grossièrement de direction E-O. Des veines de liens d'extension entre veines de cisaillement de direction E-O impliquent également une composante dextre de mouvement. Mais des indications contraires du sens de mouvement sur les structures E-O à O-NO semblent appuyer l'hypothèse d'un sens de cisaillement inverse.

La minéralisation de direction NNO–SSE des Guelbs Zellaga s'est mise en place le long d'une zone de faille subverticale. Une fracturation tardive et un veinage de quartz subparallèle montrent un mouvement vers la droite. Certaines zones de filaments/fractures à hématite de direction nord-ouest présentent aussi un

sens de cisaillement vers la droite. La minéralisation s'étend le long de fractures subhorizontales sous la forme de zones ou de replats d'imprégnation. Des barrières à faible pendage ou horizontales en extension, présentant une faible persistance latérale, sont typiquement produites au sein d'un environnement en compression. De manière intuitive, des sites fondamentalement en extension (segments en extension) sont particulièrement favorables à la minéralisation hydrothermale.

En lien avec un étirement ellipsoïdal, les systèmes de fracture des Guelbs Zellaga et du Filon F peuvent avoir été initiés comme le cisaillement de Riedel, ou, dans le cas des structures en tension des groupements du Filon F (veines ou failles normales), en réponse à un champ de contraintes éloigné de direction NO-SE. Appartenant aux cisaillements de Riedel, les zones de failles des Guelbs Zellaga et du Filon F auraient respectivement enregistré des mouvements vers la droite et vers la gauche. Ce régime de contrainte aurait favorisé la formation de structures minéralisées en extension reposant à plat au sein de la ligne de l'angle aigu recoupant le plan de ces failles. Une réorientation plus tardive du champ de contrainte vers une contrainte en compression de direction nord-est pourrait avoir réactivé ces structures en sens opposé. Un mouvement vers la gauche, le long du système de Filon F, pourrait expliquer la nature sygmoïdale du système de veines, les cisaillements synthétiques présentant des intersections obliques, de même que l'initiation de veines de quartz tardives de direction N-E à N-NE (cisaillements R1 ou fentes d'extension). L'environnement en extension pendant la première phase de minéralisation serait associé avec les étapes finales de la phase de rift, ce qui a permis l'injection de magmas alcalins à 680 ± 10 Ma. La réorientation du champ de contraintes aurait coïncidé avec l'orogénie panafricaine, ayant débuté à environ 650 Ma, et s'étant poursuivie jusqu'à un événement de collision entre continents pendant la période allant de 620 à 580 Ma (Dallmeyer et Lécorché, 1989).

5.4 – Carbonatites

La seule présence connue de carbonatite de Mauritanie est située au sein de la structure de Richat, située dans le Bassin nord-ouest de Taoudéni. Van Alstine et Schruben (1980) signalent trois présences de carbonatite dans la région d'Anerat Eizaughe, mais elles n'ont pas été confirmées.

5.4.1 – Guelb er Richat

La structure de Richat est l'une des caractéristiques terrestres les plus célèbres sur les images prises à partir de l'Espace, et elle est parfois dénommée, en raison de son apparence, « l'œil de l'Afrique » (Matton et Jébrak, 2008). Elle consiste en une structure annulaire légèrement elliptique d'environ 45 kilomètres de diamètre (Figure 7). Il avait été formulé l'hypothèse qu'elle soit une structure d'impact, mais un travail postérieur n'avait pas confirmé cette interprétation, et elle est maintenant considérée comme un dôme structurel au-dessus d'un complexe magmatique intrusif (Fudali, 1969, Dietz et al., 1969 ; Matton et al., 2005). La structure consiste en une zone extérieure de roches sédimentaires néoprotozoïques à ordoviciennes présentant un pendage maximal vers l'extérieur de 20 à 25 degrés à proximité du centre de la structure, et dont le pendage se réduit vers l'extérieur. La zone interne, ou zone du cœur, est d'environ six kilomètres de diamètre, et consiste en un complexe de calcaire, de roches sédimentaires clastiques, de brèches, et de roches volcaniques altérées (Dietz et al., 1969 ; Woolley et al., 1984 ; Matton et al., 2005). Un travail de terrain des équipes de l'USGS, datant de 2007, a permis une observation *in situ* et un prélèvement d'échantillons provenant d'un grand nombre d'unités de roches décrites. Les résultats des analyses géochimiques multi-éléments des dykes de carbonatite, des dykes basaltiques, des roches sédimentaires, et

des brèches silicifiées sont présentés au niveau du Tableau 1A. Des descriptions d'échantillons sont présentées au niveau du Tableau 1B.

Tableau 1A. Résultats analytiques de l'USGS sélectionnés provenant de l'étude géochimique ICP-AES-MS55 des dykes de gabbros, de carbonatites, de brèches siliceuses, et de roches sédimentaires provenant de Guelb er Richat. Éléments majeurs (Al, Fe, Mg, Ca, K, et P) en pourcentage, et l'ensemble des autres en parties par million (ppm). Tous les nombres des champs du tableau des résultats analytiques comportent le préfixe CT07RIM. Se référer au Tableau 1B pour une information relative à la description des échantillons.

<u>Échantillon</u>	<u>42-1</u>	<u>46-1</u>	<u>41-1</u>	<u>43-1</u>	<u>46-2</u>	<u>45-1</u>	<u>41-2</u>	<u>44-1</u>	<u>44-2</u>
<u>Lithologie</u>	<u>gabbro</u>	<u>micro-gabbro</u>	<u>carbonatite</u>	<u>carbonatite</u>	<u>brèche de dolomite silicifiée</u>	<u>brèche siliceuse</u>	<u>grès</u>	<u>dolomite</u>	<u>dolomite</u>
<u>Al</u>	7,61	8	0,19	0,79	4,23	2,51	3,32	0,5	0,15
<u>Fe</u>	7,8	6,5	5,17	5,48	0,35	0,69	1,06	0,94	0,21
<u>Mg</u>	3,79	3,63	8,61	6	0,14	1,22	0,57	10,2	11,4
<u>Ca</u>	7	6,9	19,9	17,5	14,2	3,8	1,4	19,8	19,1
<u>K</u>	0,5	1	< 0,1	< 0,1	6,2	3,1	1,2	0,6	0,1
<u>P</u>	0,08	0,08	0,92	1,32	6,38	0,03	0,03	0,77	0,04
<u>Ba</u>	244	878	5 180	3 110	820	>10 000	415	94,1	281
<u>Be</u>	< 5	< 5	< 5	7	72	6	< 5	7	< 5
<u>Ga</u>	17	15	6	8	17	7	9	1	< 1
<u>Ge</u>	2	2	1	2	2	2	1	1	< 1
<u>Hf</u>	3	2	2	3	3	9	16	< 1	< 1
<u>Ho</u>	0,89	0,75	3,82	3,72	27,9	4,58	0,77	3,19	0,26
<u>Li</u>	20	20	< 10	30	60	220	120	20	< 10
<u>Nb</u>	8	10	536	1140	25	47	21	15	14
<u>Rb</u>	21,4	44,2	0,9	4,5	245	119	58,9	15,9	3,7
<u>Sc</u>	35	35	26	12	23	9	5	7	< 5
<u>Sr</u>	195	242	1 880	2 960	1 750	172	104	422	124
<u>Ta</u>	0,5	0,7	12,3	41,1	0,7	1,2	0,9	< 0,5	0,6
<u>Th</u>	2,4	3,6	117	163	> 1 000	103	19,6	79,8	7,4
<u>U</u>	0,59	0,42	7,58	39,6	74	1,51	1,95	2,68	0,72
<u>Y</u>	22,1	18,4	86,2	84,9	708	114	21	79,2	7,4
<u>Zr</u>	98,1	92,4	106	190	104	343	608	121	4,7
<u>La</u>	12,6	14,9	784	661	49,4	16,2	28	5,3	10,5
<u>Ce</u>	26,9	30,5	1370	1230	134	35,4	63,2	13,1	18,9
<u>Pr</u>	3,7	4,04	151	138	26,5	4,89	7,65	2,12	2,22
<u>Nd</u>	15	14,5	467	426	169	23,8	26,5	12,5	7,2
<u>Sm</u>	4,1	3,6	68,1	61,8	158	17,2	5,1	10,5	1,5
<u>Eu</u>	1,26	1,04	17,3	15,6	76,7	7,53	0,9	5,43	0,46
<u>Gd</u>	4,17	3,93	40,3	35,3	277	29,9	3,49	21	1,68
<u>Tb</u>	0,63	0,59	4,94	4,56	46,8	5,86	0,58	4,01	0,27
<u>Dy</u>	4,1	3,91	22,8	21,8	218	29,6	3,58	20,8	1,79
<u>Er</u>	2,42	2	8,47	8,29	49,1	9,73	2,24	6,47	0,66
<u>Tm</u>	0,35	0,3	0,96	1,03	4,77	1,17	0,36	0,75	0,07
<u>Yb</u>	2,2	1,8	5,3	5	21,9	6,5	2,6	3,8	0,4
<u>Lu</u>	0,36	0,29	0,75	0,6	2,52	0,94	0,43	0,48	0,1

Tableau 1B. Description des échantillons présentés dans le Tableau 1A.

Champ N°	Nom de l'unité	Lithologie	Description de l'échantillon
CT07RIM41-1		carbonatite	dyke de carbonatite de 1 à 2 m d'épaisseur le long de la piste vers le centre de la structure.
CT07RIM41-2	Groupe d'Assabet El Hassiane – Sous-Groupe d'Abiodh	grès	grès à grain fin rougeâtre à litage mince. Prélevé à proximité immédiate du dyke de carbonatite présent à cet endroit.
CT07RIM42-1	Mgd	gabbro	gabbro à grain grossier. Affleurement de 10 m de diamètre à relief bas.
CT07RIM43-1		carbonatite	dyke de carbonatite à phénocristaux de 0,7 m d'épaisseur. Altération rouge brique développée. Le dyke est soit rubané par écoulement soit rubané par l'association de multiples injections de carbonatite.
CT07RIM44-1	Groupe d'Atar - Formation de Tifounke	dolomite	affleurement de dolomite stromatolithique. Échantillon fracturé avec ciment tardif dolomitique.
CT07RIM44-2	Groupe d'Atar - Formation de Tifounke	dolomite	affleurement de dolomite stromatolithique. Échantillon de dolomite à dureté de silex non poreuse gris sombre.
CT07RIM45-1	Groupe d'Atar - Formation de Tifounke	brèche siliceuse	affleurement de brèche siliceuse. Légère teinte sur les surfaces fraîches avec des clastes de jaspe rouge et des chailles noires. Mesure de 1 200 cps au scintillomètre.
CT07RIM46-1	Mgd	microgabbro	affleurement et sous-affleurement de microgabbro au niveau de la base de l'anneau intérieur recouvert par une sebkha. Échantillon du gabbro le plus frais.
CT07RIM46-2	Groupe d'Atar – Formation de Tifounke	brèche de dolomite silicifiée	affleurement de brèche de dolomite silicifiée, 100 m vers l'intérieur à partir des affleurements de gabbro. Mesure de 1 200cps au scintillomètre.

Dietz et al. (1969) signalent la présence d'une structure circulaire plus petite et moins bien visible, de caractère similaire à celle de Guelb er Richat au niveau de Semsiyat, située à 50 kilomètres vers l'ouest sud-ouest (Fig. 7). Bien qu'aucun dyke de carbonatites ou d'autres roches intrusives ne soit connu au niveau de Semsiyat, principalement en raison du manque d'affleurements, il existe des fragments détachés de brèches de chailles vers son centre, semblables aux brèches du centre de Guelb er Richat (Dietz et al., 1969).

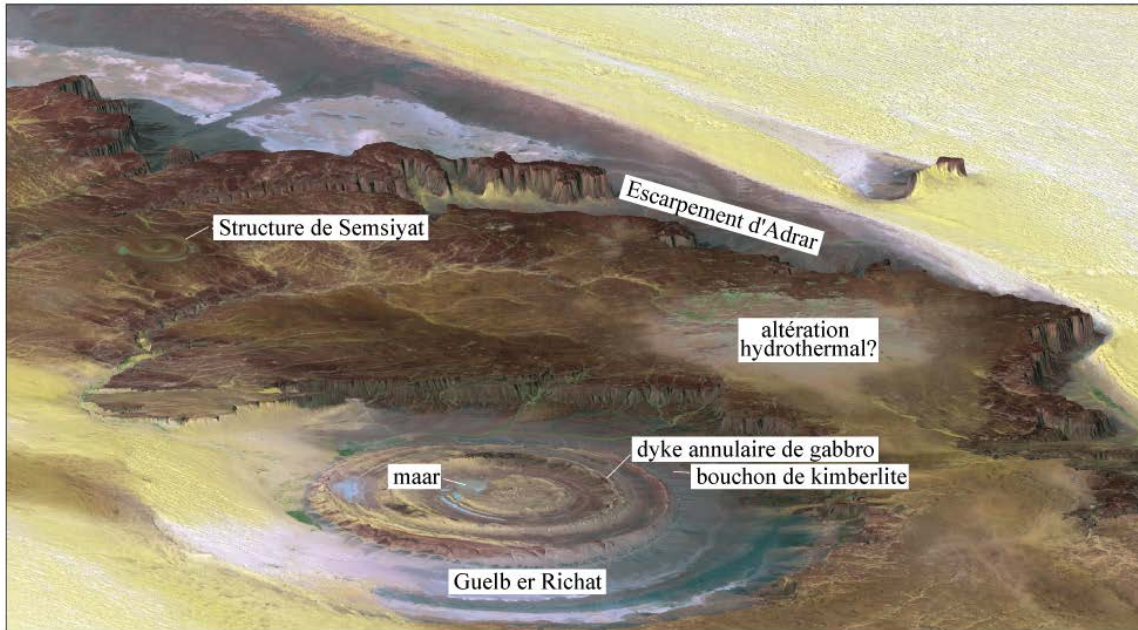


Figure 7. Image satellitaire composite Landsat TM RGB combinée à un modèle numérique de terrain SRTM de la structure de Guelb er Richat, observée obliquement depuis l'est (exagération verticale de 6 fois). On remarquera le plus petit dôme de Semsiyat, au sud-ouest de l'image de la NASA (<http://photojournal.jpl.nasa.gov/catalog/PIA04963>).

Quatre types de roches magmatiques sont reconnus comme étant observables au sein ou à proximité de la structure de Richat : dykes de gabbro, dykes de carbonatite, un bouchon de kimberlite et les sills associés, ainsi que de la rhyolite effusive (Matton et Jébrak, 2008). Les dykes de gabbro et de carbonatite forment des intrusions dans la zone extérieure. La rhyolite est présente dans la zone du cœur. Et la kimberlite est située à l'extérieur du dôme, à proximité de sa bordure nord-ouest (Figures 7 et 8).

Les gabbros se présentent sous la forme de deux dykes annulaires au sein de la structure, à des distances respectives d'environ trois et de sept à huit kilomètres à partir du centre du dôme, et sont approximativement de 20 à 50 mètres de largeur (Fig. 8). Ils sont de grains intermédiaires à fins, et possèdent un assemblage primaire composé principalement de plagioclases et de clinopyroxènes, avec une présence mineure d'amphibole, de biotite, et de magnétite (Matton et Jébrak, 2008). Ils sont partiellement altérés en amphibole et chlorite secondaires. Sur le plan chimique, les gabbros ont des compositions normales à quartz et hypersthène, avec également des compositions en plagioclase d'An57-62 et $FeO_t > MgO$ (Tableau 2). Ils ne sont pas alcalins, mais possèdent plutôt la composition chimique d'une tholéïte continentale. Les roches de type gabbro n'ont pas été datées.

Tableau 2. Analyses du gabbro de la structure de Richat tirées de Matton et Jébrak (2008). Les éléments majeurs sont exprimés en pourcentage massique d'oxydes et les éléments traces en parties par million (ppm) (méthode analytique ICP-MS, fusion alcaline au borate).

Échantillons	44	57	143	144	116	122	136
SiO ₂	51,33	51,28	52,21	51,72	51,24	50,80	51,71
TiO ₂	1,06	1,27	1,00	1,00	1,10	1,22	0,86
Al ₂ O ₃	15,27	15,25	14,49	14,56	15,00	14,30	14,33
FeO	9,50	10,32	9,29	9,46	9,98	10,83	9,45
MnO	0,18	0,20	0,15	0,16	0,17	0,18	0,16
MgO	6,91	6,42	7,42	7,55	6,26	6,88	7,59
CaO	10,00	9,70	10,09	10,45	10,32	10,23	10,62
K ₂ O	0,80	0,54	0,88	0,79	0,72	0,64	0,82
Na ₂ O	2,06	2,27	2,18	2,09	2,35	2,14	2,12
P ₂ O ₅	0,17	0,15	0,18	0,15	0,11	0,14	0,18
Cr ₂ O ₃	0,04	0,02	0,05	0,05	0,01	0,01	0,06
LOI	1,91	1,60	1,00	0,80	1,60	1,80	1,00
Total	99,23	99,02	98,94	98,78	98,86	99,17	98,90

Minéraux standards à cations CIPW :

Échantillons	44	57	143	144	116	122	136
% AN	61,9	59,4	58,1	59,9	57,3	58,9	58,8
Q	4,43	4,90	4,16	3,61	3,61	3,58	3,07
or	4,89	3,31	5,33	4,79	4,41	3,92	4,97
ab	19,13	21,12	20,07	19,24	21,87	19,93	19,52
an	31,09	30,92	27,85	28,73	29,28	28,56	27,87
di	15,26	14,36	17,83	18,75	18,43	18,52	19,98
hy	20,53	20,24	20,27	20,46	17,77	20,47	20,44
mt	2,77	3,00	2,68	2,68	2,82	2,95	2,53
il	1,53	1,83	1,43	1,43	1,59	1,76	1,23
ap	0,37	0,33	0,39	0,32	0,24	0,30	0,39
Co	40,8	45,7	42,2	41,8	45,1	45,1	46,1
Ni	77,8	83,3	17,2	16,7	60	40	20,8
V	242	285	238	226	293	324	274
As	3,8	5,8	1,3	0,8	2,7	3,4	18,8
Rb	26,2	17,8	28,2	24,5	23,1	22,5	26,5
Sr	234	235	246,8	212	248,6	230,4	263,2
Zr	73,1	32,1	95	93,2	5,1	94,2	80,2
Bi			0,3	0,3			
Sb	0,1	0,2	0,2	0,1			
Ga	15,5	18,7	16,4	16,3	18,1	18,3	10
Nb	14,5	8,1	9,3	9,3	11,2	9,7	16,1
Cd	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1	0,1	
Cs	0,9	0,5	1,2	1,3	1	1	1,7
Ba	781	831	388,7	276,7	226,4	228,7	439,9
Hf	2,3	1,3	2,5	2,6	2,9	2,6	2,5
To	0,7	0,5	0,8	0,7	0,6	0,4	0,8
Pb	4,4	13,1	15,5	8,6	19	10,1	2
Zn	80,2	107,8	50	38	49	44	21
Ag	134	86	0,1				
Mo	0,8	0,4	1,5	0,8	0,3	0,5	0,4
Cu	89	48,8	88,8	88,8	126,8	127,7	83,8
Sn	1	0,9			1	1	1

<u>Échantillons</u>	<u>44</u>	<u>57</u>	<u>143</u>	<u>144</u>	<u>116</u>	<u>122</u>	<u>136</u>
W	0,8	0,8	0,8	0,4	0,5	0,4	0,2
Au			2,1	2,5	2,7	0,6	1,2
Th	3,7	2,7	3,4	2,8	2,4	2,5	3,7
Be	1	1	1	1	1	1	
Y	20,3	23	22,4	21,5	22,1	22,3	20,9
Sc	32,8	33,5	35	35	34	35	35
U	0,7	0,4	0,8	0,7	0,6	0,6	0,7
La	17	11	14,9	14,2	12,3	12	18
Ce	37,8	29,2	31,1	29	28	27,2	33,6
Pr	4,1	3,4	3,8	3,6	3,5	3,4	4
Nd	16,1	13,5	15,2	15,9	14,6	15,6	16
Sm	3,7	3,6	3,4	3,4	3,2	3,3	3,5
Eu	1,3	1,2	1,1	1,1	1,1	1,1	1
Gd	3,8	4,1	4	3,7	3,8	3,7	3,5
Tb	0,7	0,8	0,7	0,6	0,7	0,7	0,7
Dy	4,1	4,8	3,9	3,7	4	3,8	3,5
Ho	0,7	0,9	0,8	0,8	0,8	0,8	0,7
Er	2,8	2,8	2,4	2,3	2,3	2,3	2,1
Tm	0,3	0,3	0,4	0,4	0,3	0,3	0,3
Yb	2,4	2,4	2,2	2,1	2,1	2	1,8
Lu	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3

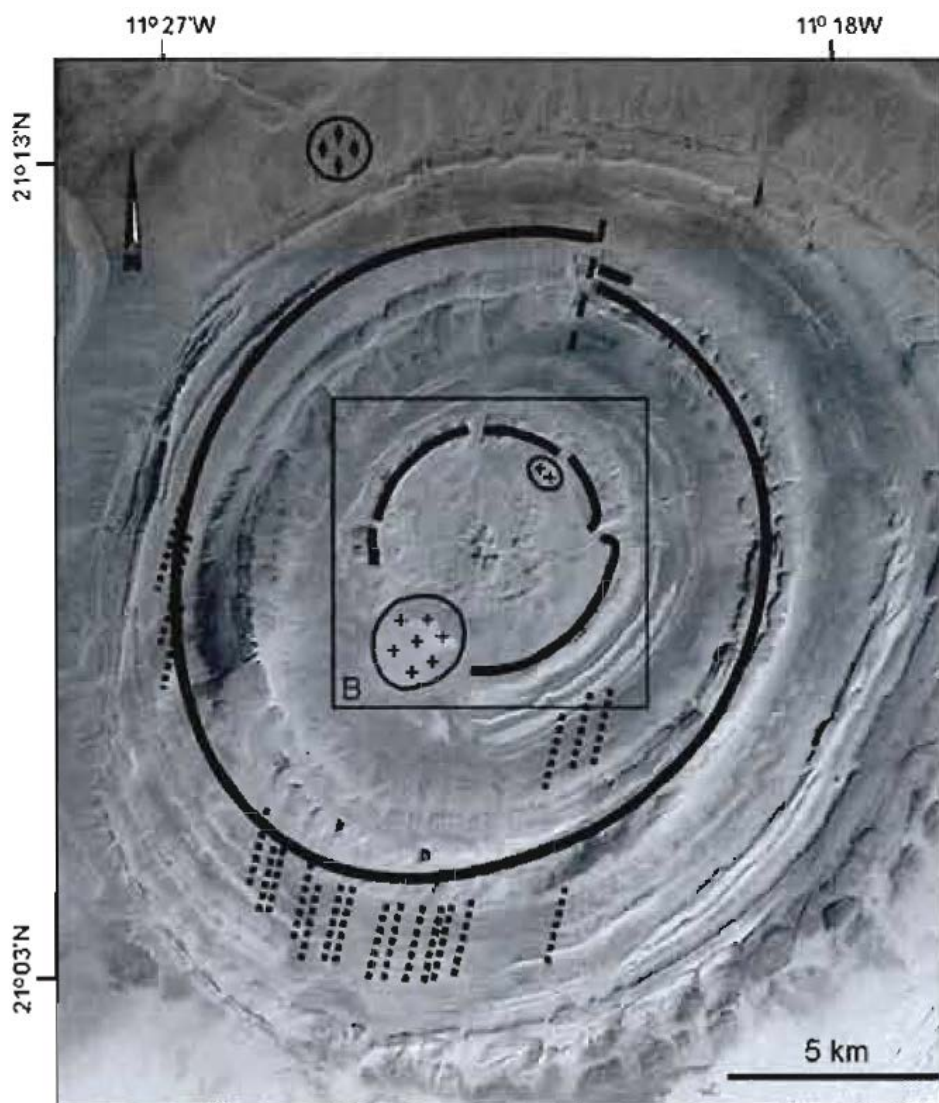


Figure 8. Caractéristiques géologiques de la structure de Guelb er Richat superposée sur une image satellite provenant de Matton et Jébrak (2008) (lignes noires épaisses = dykes de cercles de gabbros ; croix = cratères volcaniques rhyolitiques ; diamants = bouchon et sill de kimberlite ; lignes pointillées = dykes de carbonatite ; et ligne tiretée = faille). Remarque : l'encadré carré, marqué B, fait référence à une autre figure de carte au sein de l'article de Matton et Jébrak (2008).

Bien que la présence d'ensembles de carbonates de type dyke au sein de la structure ait été observée auparavant, Woolley et al. (1984) les ont définitivement identifiés comme étant des carbonatites. Woolley et al. (1984) ont identifié les dykes au niveau de partie sud du complexe, et Blanc et Pomerol (1973) ont signalé la présence fréquente de dykes de carbonatite dans la région de Tin Jouker, c'est-à-dire dans la partie nord-ouest du dôme. Matton (2008) a cartographié trente-deux dykes de carbonatites, et quelques sills des parties sud et ouest de la structure (Figure 8). Tous sont observés dans la zone extérieure de la structure, et certains se présentent comme des intrusions au sein du dyke annulaire extérieur (Matton et Jébrak, 2008). Ils mesurent de un à quatre mètres de large, et jusqu'à 300 mètres de long (Matton et Jébrak, 2008 ; Fig. 9A-C). Les études du PRISM-I indiquent que la zone des dykes de carbonatite au niveau de Guelb er Richat coïncide avec une anomalie géophysique à valeurs élevées pour le thorium (O'Connor et al., 2005). Bien

que Woolley et al. (1984) aient interprété les dykes comme ayant une géométrie radiale à partir du centre de la structure, ceci est réfuté par Matton et Jébrak (2008) qui indiquent qu'ils occupent un système de fractures orienté N15-20°E (Fig. 8).



Figure 9. Clichés de dykes de carbonatite et de brèches au sein de la structure de Guelb er Richat : A) dyke de carbonatite de 1 à 2 mètres d'épaisseur, B) changement de direction au sein du dyke de carbonatite, C) plan rapproché montrant la texture de la carbonatite, D) plan rapproché des brèches silicifiées montrant du jaspe et d'autres débris de roches sédimentaires au milieu d'une matrice silicifiée.

La taille de grain des carbonatites varie de fin à intermédiaire. La texture est également variable, localement porphyrique avec un ensemble broyé à grain fin. Une structure rubanée, présentant des figures d'écoulement au sein de nombreux dykes, permet d'imaginer de multiples injections de magma (Matton et Jébrak, 2008). Des veinules vacuolaires et grossières sont fréquentes. Différents degrés de silicification sont également observés. Des xénolites de chailles et de grès apparaissent localement au sein des dykes.

Sur la base des données chimiques disponibles pour l'ensemble de la roche (Tableaux 1 3), les carbonatites sont toutes des carbonatites magnésiennes, avec un éventail de compositions relativement étroit (Fig. 10). Les analyses géochimiques des carbonatites indiquent des concentrations élevées en Nb, en Sr, en Ba, en U, et en Th, proches de compositions moyennes de carbonatites magnésiennes et calciques. Woolley

et al. (1984) ont remarqué des concentrations de P_2O_5 en cohérence avec la présence de quatre à cinq pourcent d'apatite modale.

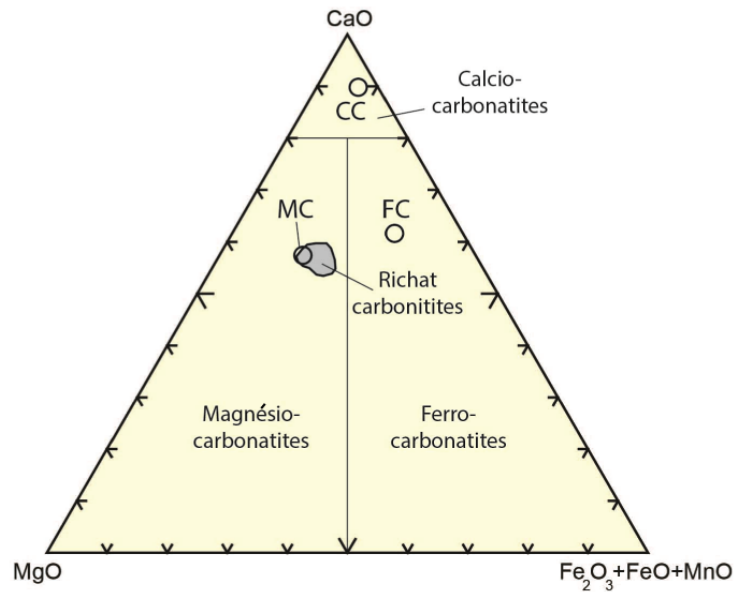


Figure 10. Diagramme de classification des carbonatites de Woolley (1982). Les données de Richat proviennent du Tableau 3.

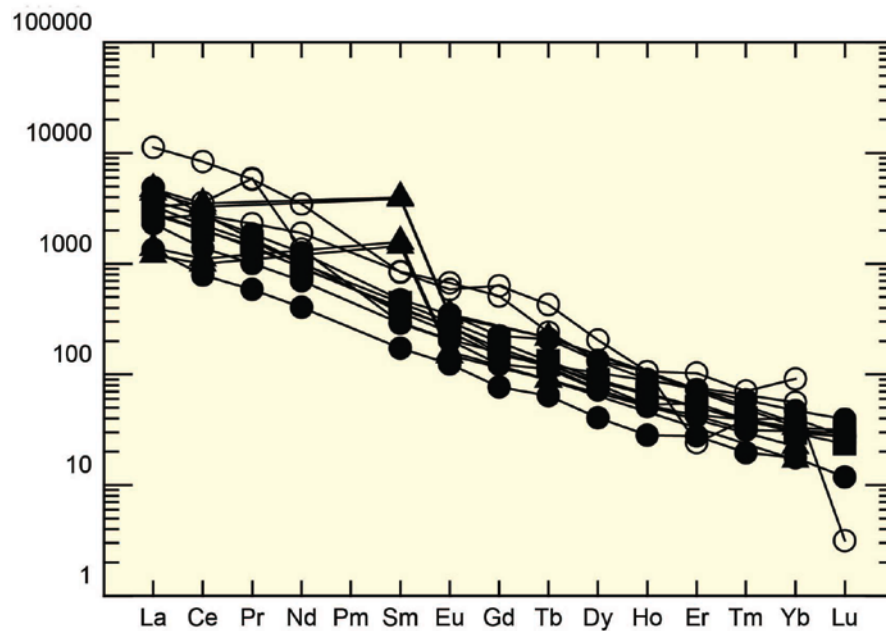


Figure 11. Normalisation du tracé des terres rares par rapport aux chondrites par l'utilisation de la normalisation de Sun et McDonald (1989). Les données provenant des Tableaux 1 et 3 (moyennes de carbonatites en cercles ouverts de Woolley et Kempe (1989), données de cercles pleins de Matton (2008), données en triangle de Wolley et al. (1984) et données en carré de l'USGS).

Tableau 3. Chimie des éléments majeurs et des éléments traces des carbonatites provenant de la structure de Guelb er Richat. Les échantillons 30 à 114 sont tirés de Matton et Jébrak (2008). Les échantillons présentant le préfixe P12 sont tirés de Woolley et al. (1984). Et les échantillons 41-4 et 43-1 proviennent du Tableau 1A. Les échantillons CC, MC, et FC correspondent à des analyses moyennes de carbonatites provenant de Woolley et Kempe (1989) (CC - calciocarbonatite, MC - magnésiocarbonatite, FC - ferrocronatite).

<u>Échantillon</u>	<u>30</u>	<u>35</u>	<u>110</u>	<u>111</u>	<u>114</u>	<u>P12-- 72</u>	<u>P12-- 73</u>	<u>P12-- 77</u>	<u>P12--78</u>	<u>41--4</u>	<u>43--1</u>	<u>CC</u>	<u>MC</u>	<u>FC</u>
SiO2	1,44	2,35	0,56	5,83	12,92	2,46	2,05	5,26	4,72	--	--	2,72	3,63	4,7
TiO2	0,62	0,77	0,12	0,09	0,14	0,11	0,11	0,17	0,16	--	--	0,15	0,33	0,42
Al2O3	1,89	2,27	0,75	0,92	1,21	0,8	0,8	2	2	0,36	1,49	1,06	0,99	1,46
Fe2O3	--	--	--	--	--	0,2	0,09	0,04	0,05	--	--	2,25	2,41	7,44
FeO	8,55	7,44	7,32	8,18	7,39	6,72	6,69	6,46	6,49	6,65	7,05	1,01	3,93	5,28
MnO	0,7	0,55	0,68	0,81	0,8	1,19	1,2	0,4	0,5	--	--	0,52	0,96	1,65
MgO	12	12,52	14,82	13,85	11,66	13,7	14,9	13,34	13,84	14,28	9,95	1,8	15,06	6,05
CaO	25,49	25,41	30,46	27,28	26,15	30	29,05	28,69	28,66	27,84	24,49	49,12	30,12	32,77
Na2O	0,34	0,38	0,31	0,18	0,39	0,24	0,23	0,44	0,44	--	--	0,29	0,29	0,39
K2O	0,04	0,05	0,04	0,07	0,04	0,03	0,03	0,04	0,07	--	--	0,26	0,28	0,39
P2O5	1,41	1,12	3,09	0,85	3,33	2,21	2,04	3,07	2,32	2,11	3,02	2,1	1,9	1,97
Cr2O3	0,008	0,011	0,001	0,002	0,003	--	--	--	0,01	--	--	--	--	--
SO3	--	--	--	--	--	1	0,7	0,7	0,4	--	--	0,88	1,08	4,14
BaO	0,05	0,1	0,02	0,96	0,7	0,89	0,97	0,2	0,12	0,58	0,35	0,34	0,64	3,25
SrO	0,38	0,17	0,38	0,25	0,61	0,42	0,38	0,37	0,35	0,22	0,35	0,86	0,69	0,88
F	--	--	--	--	--	0,13	0,14	0,11	0,11	--	--	0,29	0,31	0,45
CO2	--	--	--	--	--	40	39,44	37,13	37,81	--	--	36,64	36,81	30,74
H2O--	--	--	--	--	--	0,25	0,14	0,25	0,21	--	--	--	--	--
H2O+	--	--	--	--	--	0,08	0,78	1,26	1,3	--	--	0,76	1,2	1,25
LOI	45,03	44,64	40,2	39,1	33,4	--	--	--	--	--	--	--	--	--
TotaUX	97,51	97,51	98,14	97,14	87,39	100,43	99,74	99,93	99,56	--	--	101,05	100,63	103,23
--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--
V	176	179	119	175	152	--	--	--	--	--	--	80	89	191
Sc	6,7	6,9	18	22	17	--	--	--	--	26	12	--	--	--
Co	11,4	15	7,7	4,1	7,1	--	--	--	--	--	--	11	17	26
Ni	17,6	64,1	12,5	11,3	7,7	--	--	--	--	--	--	18	33	26
Cd	0,3	0,3	0,2	0,1	0,3	--	--	--	--	--	--	--	--	--
As	32,2	31,2	4	11,4	22,2	--	--	--	--	--	--	--	--	--
Bi	0,2	0,2	785,4	306	0,1	--	--	--	--	--	--	--	--	--
Sb	0,6	0,5	0,4	0,2	0,3	--	--	--	--	--	--	--	--	--
Rb	1,7	3,4	1,4	2	1,4	--	--	--	--	--	--	14	31	--
Sr	3 199	1 475	3 240,4	2 134,9	5 195,2	3 551	3 213	3 129	2 960	1 880	2 960	7 272	5 835	7 441

<u>Échantillon</u>	<u>30</u>	<u>35</u>	<u>110</u>	<u>111</u>	<u>114</u>	<u>P12-- 72</u>	<u>P12-- 73</u>	<u>P12-- 77</u>	<u>P12--78</u>	<u>41--4</u>	<u>43--1</u>	<u>CC</u>	<u>MC</u>	<u>FC</u>
Ba	479	864	205,6	8 556,2	6 271,6	7 969	8 685	1 791	1 074	5 180	3 110	3 044	5 730	7 163
Ga	2,8	3,5	4,2	4,7	5,2	--	--	--	--	6	8	--	--	--
Ge	--	--	--	--	--	--	--	--	--	1	2	--	--	--
Nb	84,6	104	816,4	112,4	1 598,1	800	815	340	245	536	1 140	1 204	569	1 292
Ta	0,8	0,6	47,5	4,5	51,1	31,5	33,6	28,6	20,9	12,3	41,1	5	21	0,9
Be	1	1	1	2	3	--	--	--	--	< 5	7	2,4	1	12
Li	--	--	--	--	--	--	--	--	--	< 10	30	--	--	--
Cs	0,3	0,4	0,9	0,1	1,3	--	--	--	--	--	--	20	0,9	0,6
Cu	9	11,8	9	2,2	34	--	--	--	--	--	--	--	--	--
Pb	26,8	13,4	9,6	12,5	6,6	--	--	--	--	--	--	56	89	217
Zn	81,8	71,3	280	77	132	--	--	--	--	--	--	188	251	606
Ag	1 034	645	--	--	0,2	--	--	--	--	--	--	--	--	--
Au	--	--	1,2	5,1	3,1	--	--	--	--	--	--	--	--	--
Mo	0,4	0,4	0,4	0,4	0,3	--	--	--	--	--	--	--	--	--
Sn	1,2	1,1	4	--	4	--	--	--	--	--	--	--	--	--
W	6,9	4,9	2,3	1,5	2,1	--	--	--	--	--	--	--	--	--
Y	75,8	42,2	79,5	84,3	147,7	75	85	35	40	86,2	84,9	119	61	204
Th	59,6	29,7	95,7	155,2	258,3	173	184	48	39	117	163	52	93	276
U	9	4,4	30,4	1,5	80,8	31,9	35,1	21,7	19,7	7,58	39,6	8,7	13	7,2
Hf	2,2	2,6	1,8	0,9	3,5	--	--	--	--	2	3	--	--	--
Zr	186,9	174,5	142,3	49,3	249,8	550	470	500	470	106	190	189	14	127

Terres rares :

La	546	319	681,5	1 157,2	872,8	1 040	1 125	284	330	784	661	608	764	2 666
Ce	849,8	482,4	1 254,1	1 706,4	1 681,1	2 000	2 140	610	680	1 370	1 230	1 687	2 183	5 125
Pr	95,5	55,6	132,6	160	176,7	--	--	--	--	151	138	219	560	550
Nd	327,7	188,4	434,1	481,1	588,8	--	--	--	--	467	426	883	634	1 618
Sm	44,2	26,4	59,6	55,7	72,4	590	610	222	241	68,1	61,8	130	45	128
Eu	11,8	7,2	15,8	13,9	20,2	19,4	20,3	8,66	9,3	17,3	15,6	39	12	34
Gd	25,3	15,8	31,9	30,7	45,9	--	--	--	--	40,3	35,3	105	--	130
Tb	4,2	2,4	4,4	4,6	7,8	8,04	8,04	3,34	3,36	4,94	4,56	9	4,5	16
Dy	18,4	10,3	18,8	20,7	33,6	--	--	--	--	22,8	21,8	34	--	52
Ho	3	1,6	2,9	3	5,1	--	--	--	--	3,82	3,72	6	--	6
Er	9,1	4,6	7,1	7	12,1	--	--	--	--	8,47	8,29	4	--	17
Tm	1	0,5	1	0,8	1,5	--	--	--	--	0,96	1,03	1	--	1,8
Yb	6,8	3	5,6	5,2	8	5,72	6,18	2,87	3,82	5,3	5	5	9,5	15,5
Lu	0,7	0,3	0,8	0,7	1	--	--	--	--	0,75	0,6	0,7	0,08	--

Les carbonatites sont composées de façon prédominante de dolomite et d'ankérite, avec une apatite abondante, et de moindres quantités de magnétite et de barytine (Woolley et al., 1984 ; Matton et Jébrak, 2008). Des cristaux épars de la taille du micron ont été interprétés comme étant du pyrochlore (Woolley et al., 1984). L'apatite est abondante sous la forme de prismes trapus subautomorphes et quelque peu arrondis. Une datation par Poupeau et al. (1996), à partir des traces d'apatite, indique un âge crétacé de 99 ± 5 Ma.

Les roches kimberlitiques non visibles, présentes sous la forme de bouchons ou de sills, sont sous-jacentes d'une petite zone en bordure nord-ouest de la structure (Fig. 8 ; Matton et al., 2005). Selon Matton et Jébrak (2008), la kimberlite a été étudiée par Asthon Mining Inc., qui signale un âge d'environ 99 Ma. Cependant, aucun détail des résultats de l'étude d'Asthon Mining ou de la base ayant permis d'établir cet âge n'a été fourni. Matton et al. (2005) indiquent qu'une anomalie magnétique est associée à la kimberlite, et qu'elle a pu être à l'origine de sa découverte. La kimberlite est altérée et composée de phlogopite, avec de plus faibles quantités de pyroxène, d'olivine, d'amphibole et de minéraux d'altération (serpentine, smectite, chlorite, magnétite, et hématite). Gunn et al. (2004) signalent que deux régions de kimberlite ont été identifiées, apparemment en association spatiale avec un linéament majeur de direction OSO-ENE au sein du Bassin de Taoudéni, en dehors du secteur d'étude du BGS. L'ensemble ouest est situé à proximité du dôme de Guelb er Richat (Fig. 8). L'ensemble est renfermé au moins 21 kimberlites, dont sept sont diamantifères.

Un petit bouchon circulaire, interprété antérieurement comme formé de roches sédimentaires sodiques renfermant de l'analcime (Boussaroque, 1975), est présent sur le côté sud sud-ouest d'un anneau de cinq kilomètres de diamètre de brèches siliceuses, et a été réinterprété par Matton et al. (2005) comme étant un conduit de diatrème altéré hydrothermalement ou un maar (Fig. 8). Un petit bassin volcano-sédimentaire renfermant des roches conglomératiques et des tufs est observé sur la partie nord-est des brèches silicifiées, et est aussi considéré comme représentant des vestiges de dépôts de maar. Ces roches sont riches en analcime, appartenant au groupe des zéolithes, et lorsqu'elles sont composées de manière dominante par ce minéral, les roches sont dénommées « analcimolite » (Bardossy et al., 1963). Dietz et al. (1969) ont interprété ces roches comme des tufs volcaniques transformés en zéolithes. Matton et Jébrak (2008) étendent cette interprétation et concluent qu'il s'agit de roches volcaniques rhyolitiques altérées. Ces roches sont toutes suffisamment altérées pour qu'il ne soit pas véritablement possible de déterminer correctement leur composition chimique d'origine. Les roches volcaniques du cœur de la structure n'ont pas été datées.

Le centre de la structure est occupé par une brèche polymicte siliceuse d'environ trois kilomètres de diamètre et 40 mètres d'épaisseur, s'amincissant jusqu'à quelques mètres au niveau de ses bordures. Les brèches sont présentes au sein des roches sédimentaires protérozoïques, entre un calcaire partiellement dolomitisé et une unité de grès en recouvrement. Les clastes sont formés de roches sédimentaires ayant été remaniées localement, et présentant des tailles et des textures bimodales indicatrices de solutions ayant eu l'action d'arrondir. Elles sont également indicatrices d'une dissolution par des fluides hydrothermaux, suivie par une sédimentation interne et un effondrement dans les vides des roches de recouvrement. Les brèches sont intensément silicifiées et remplacées par du quartz microcristallin, avec de plus faibles quantités de calcite et d'ankérite (Fig. 9D). L'espace vide vacuolaire au sein des brèches est rempli par le quartz microcristallin et les sédiments internes, suggérant des cavités de dissolution de type karst (Matton et Jébrak, 2008). Les relations de terrain montrent que la base de l'unité de calcaire est dolomitisée, pyritisée, et recoupée par des veines allant jusqu'à plusieurs centimètres d'épaisseur renfermant du quartz microcristallin. Woolley et al. (1984) ont remarqué que la minéralisation de barytine était fréquente dans

l'ensemble des brèches, et que l'un de nos deux échantillons (à savoir CT07RIM45-1) renfermait plus de 10 000 ppm de baryum (Tableau 1). Une datation Ar-Ar des sédiments internes renfermant des feldspaths à quartz-potassium a fourni un âge de 98.2 ± 2.6 Ma, laissant supposer que la mise en place des roches intrusives alcalines était à peu près de la même époque que la mise en place et la silicification des brèches (Matton et al., 2005). Deux spécimens prélevés à partir des brèches de chailles au nord-ouest du centre du dôme ont montré des valeurs élevées de P_2O_5 , la plus élevée étant en cohérence avec un volume de 30 à 35 pourcent d'apatite. Les analyses en terres rares des carbonates montrent des abondances cent fois plus élevées que pour le calcaire sédimentaire moyen, et sont enrichies en terres rares légères, avec des caractéristiques de terres rares légères typiques des carbonatites.

Matton et al. (2005) et Matton et Jébrak (2008) interprètent la structure de Richat comme étant formée par un soulèvement en dôme précoce, à partir d'une intrusion mafique sous-jacente ayant plus tard engendré une caldeira d'effondrement (Fig. 12). Le magma mafique précoce est représenté par les dykes annulaires de gabbros qui se sont mis en place pendant la formation du dôme et la mise en place de l'intrusion. Ils font l'hypothèse que la chambre magmatique mafique sous-jacente s'est ensuite différenciée pour former une zone granitique supérieure évoluée, qui a finalement conduit à la formation d'une caldeira d'effondrement. De manière tardive au sein de la séquence, la migration vers le haut des fluides hydrothermaux à partir de la chambre magmatique en évolution, a amené la formation de la zone centrale de brèches et d'autres événements d'altération hydrothermale au sein de la structure. Les roches volcaniques rhyolitiques sont arrivées à la surface pendant l'effondrement de la caldeira, et ont été altérées par des fluides hydrothermaux postérieurs à l'effondrement. L'éruption de rhyolite a ainsi été interprétée comme le dernier événement magmatique au sein de la structure de Richat, bien que la base de cette interprétation ne soit pas très claire. Si cela est le cas, alors les carbonatites, et probablement les kimberlites, se sont mises en place après la partie centrale, mais de manière parallèle à l'évolution de la chambre magmatique, c'est-à-dire autour de 99 Ma. L'âge apparent de la formation des brèches, à savoir 98.2 ± 2.6 Ma, ne va pas dans le sens d'une mise en place de l'ensemble des roches magmatiques de Richat pendant une période relativement courte.

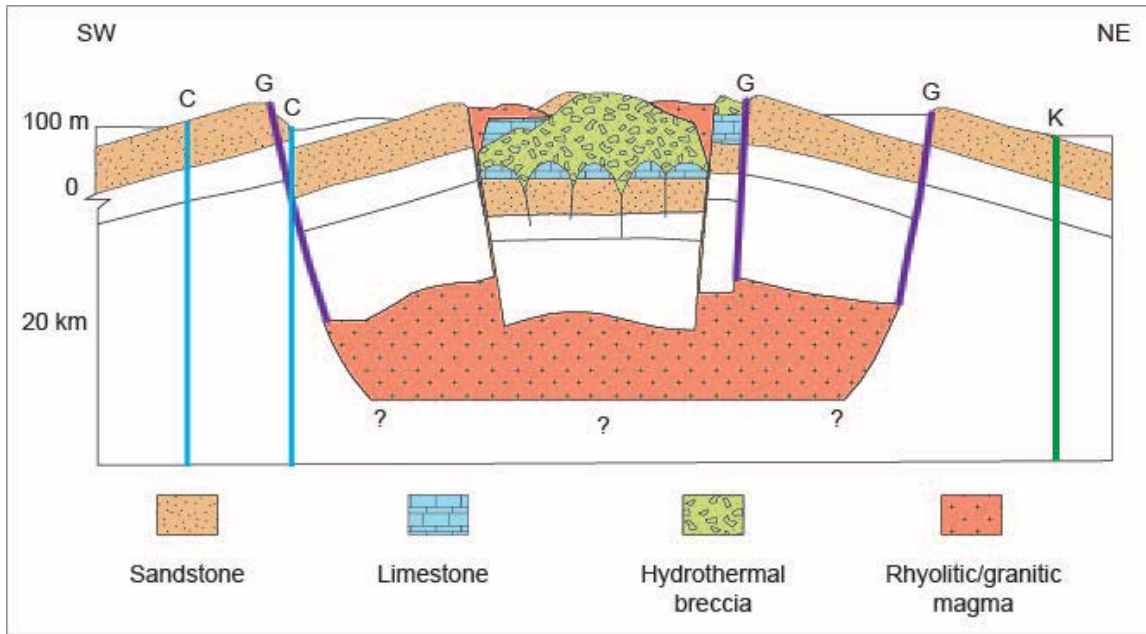


Figure 12. Coupe de caldeira effondrée avec interprétation de la structure de Guelb er Richat (d'après Matton et Jébrek, 2008. G mauve = dyke de gabbro, C bleu = dyke de carbonatite, et K vert = conduit de kimberlite

Woolley et al. (1984) ont interprété la forme en dôme de la structure de Richat comme la mise en place d'un complexe intrusif magmatique alcalin sous-jacent. L'interprétation de Matton et al. décrite ci-dessus (Matton et al., 2005 ; Matton, 2008 ; Matton et Jebrak, 2008), indique toutefois la possibilité d'une présence de complexe intrusif non alcalin sous la partie centrale du dôme. La présence des dykes annulaires de gabbro tholéitique est un bon indice qu'au moins une activité intrusive précoce sous le dôme était non alcaline, bien qu'il soit possible qu'un magma granitique peralcalin se soit formé dans la partie supérieure de la chambre magmatique. Même si le complexe intrusif du cœur est non alcalin, la présence de dykes de carbonatites permet toujours de faire l'hypothèse d'une présence de carbonatites et de roches intrusives alcalines, associées sous les parties sud et ouest de la structure. La présence conjointe du Guelb er Richat sur des structures en relief de direction E-NE, avec deux groupements séparés d'intrusions de kimberlite, laisse entendre que cette structure est enracinée dans le socle cratonique du sous-sol de Taoudéni, et pourrait correspondre à l'emplacement d'ensembles supplémentaires de carbonatite et de kimberlite.

Bien que les dykes de carbonatite visibles à la surface du dôme du Guelb er Richat aient peu de chance de représenter un objectif économique pour des ressources en U, en Th, ou en terres rares, ils constituent de forts indices de l'existence possible d'une intrusion de carbonatite en dessous du dôme, celle-ci pouvant être favorable à des dépôts significatifs d'U, de Th, de terres rares, de Nb, de Ta, de Ce, de fluorine, et autres éléments incompatibles. Sur la base d'une analogie avec le Guelb er Richat, la structure de Semsiyat peut aussi représenter une présence de carbonatite en profondeur. L'alignement de ces carbonatites potentielles le long d'une structure de direction nord-est, dont on imagine qu'elle recoupe le socle datant du Birimien en dessous des sédiments du Bassin de Taoudéni, et associées avec deux groupements de kimberlite, laisse supposer que la bordure nord du Bassin de Taoudéni, le long de la direction de cette structure, doit être considérée comme favorable à la présence de présences supplémentaires de carbonatites renfermant de l'U, du Th, du Nb, du Ta, de terres rares, et de la fluorine.

6 – Zones favorables au dépôt d'éléments incompatibles au sein de pegmatites, de roches alcalines et de carbonatites, sur le territoire de la Mauritanie

Les zones considérées comme favorables à des dépôts classés comme renfermant des dépôts d'U, de Th, de terres rares, et autres éléments incompatibles au sein des roches alcalines et des carbonatites sont présentées sur la Figure 13. Les critères de délimitation de ces zones sont basés sur une géologie favorable, telle que décrite par les rapports du BGS et du BRGM, et synthétisés ci-dessus. Une division a été opérée au niveau du groupe, du complexe et de la suite. Un second ensemble de critères, également essentiels pour la sélection des zones, est la répartition des présences connues de béryl, de fluorine, de terres rares, d'uranium, et de thorium, dans les lieux où ils sont présents au sein des roches hôtes favorables. Cinq zones ont ainsi été définies de la manière suivante : au sein du Bouclier sud-ouest de Rgueïbat, 1) l'une des zones favorables est tracée au niveau de dépôts hébergés par des pegmatites sur la base des roches supracrustales mésoarchéennes du Groupe de Lebzenia, de la Suite de Tasiast, ainsi que des roches métavolcaniques mafiques non divisées et des amphibolites de l'unité de LbB. Les limites des ceintures de roches vertes ont été prolongées en utilisant les traces aéromagnétiques de la formation de fer rubané au sein des roches métavolcaniques mafiques comme indices de la présence des ceintures sous la couverture. Bien que la plupart des présences connues de pegmatites de la région soit située au sein des ceintures de Chami et Sebkheth Nich, l'ensemble des ceintures de roches vertes de la région est favorable à des dépôts supplémentaires de pegmatite. 2) Une seconde zone favorable pour des dépôts de pegmatite au sein des terrains de Choum Rag el Abiod est tracée au niveau des roches du Complexe d'Amsaga. Au sein de cette zone, les unités favorables sont formées de gneiss granitiques renfermant des amphiboles et des grenats, de la migmatite à orthogneiss de Tamagot, du gneiss migmatitique renfermant de l'hypersthène au niveau de Guelb el Azid, et des roches métagabroïques du Massif d'Iguilid. 3) Une troisième zone est tracée au niveau des roches de la Suite alcaline de Tigsmat el Khadra, au nord et à l'est du Bouclier de Rgueïbat. 4) Une quatrième zone de grande importance est tracée au niveau du complexe intrusif alcalin de Bou Naga, formé de syénites quartziques et de granites alcalins provenant du complexe intrusif central et de la Formation périphérique de l'Oued Tidoumaline, formée de deux couches effusives et de dépôts pyroclastiques à proximité d'un volcan à rhyodacite. 5) Une cinquième zone favorable de dépôts liés aux carbonatites est actuellement tracée au niveau de l'expression de surface des structures de Guelb er Richat et de Semsiyat.

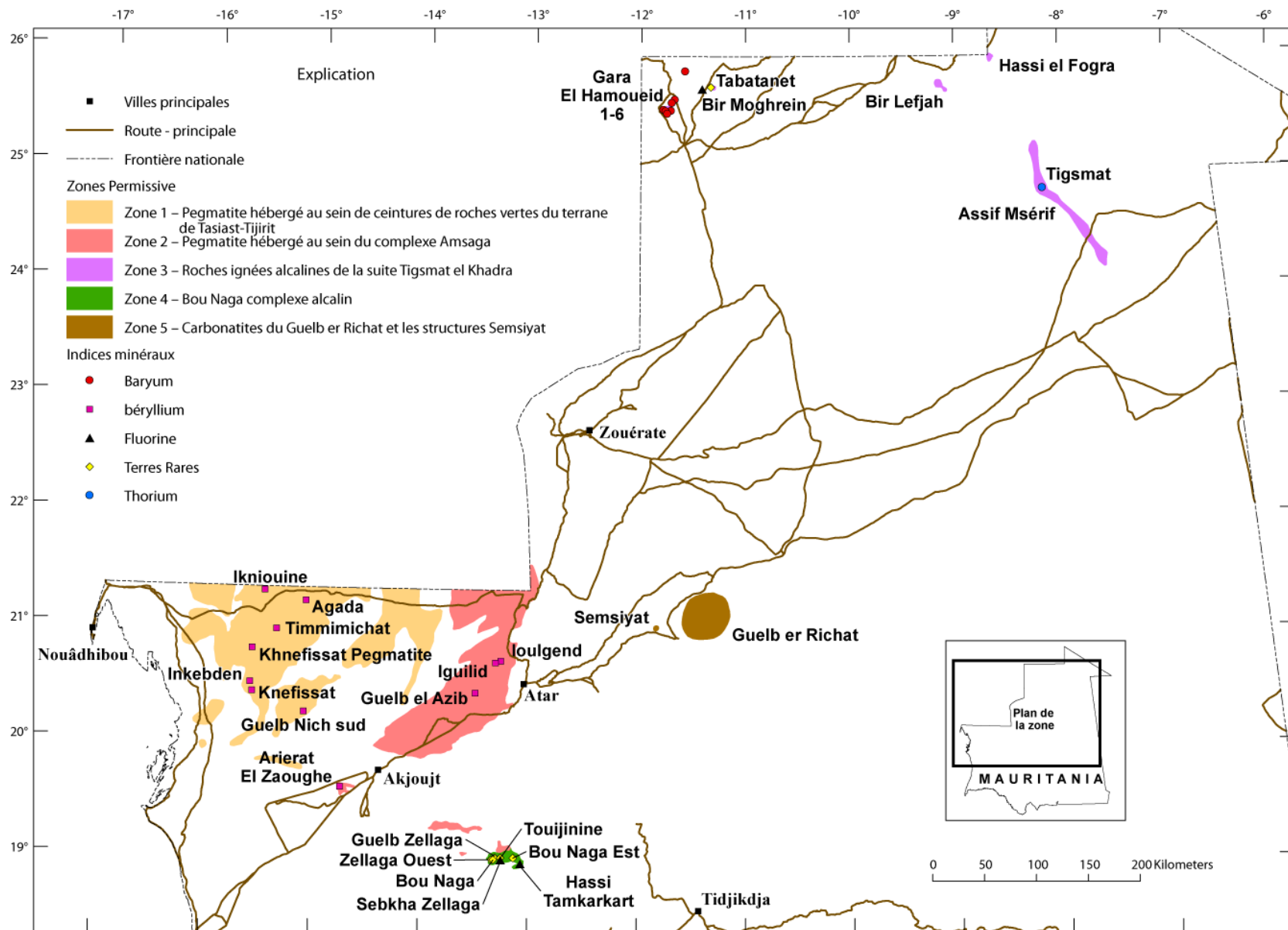


Figure 13. Zones favorables à l'U, au Th, aux terres rares, et aux autres dépôts d'éléments incompatibles au sein des pegmatites, des roches alcalines et des carbonatites de Mauritanie.

7 – Conclusions

Le potentiel pour des dépôts d'U-Th- terres rares au sein des roches alcalines, ainsi qu'au sein des dépôts de carbonatites de Mauritanie, existe au sein des séquences volcano-sédimentaires des terrains de Tasiast-Tijirit et du Complexe d'Amsaga, appartenant au sud-ouest du Bouclier de Rgueïbat. Ce potentiel existe également au sein de l'ensemble alcalin de Tigsmat el Khadra, appartenant au nord et à l'est du Bouclier de Rgueïbat. Il existe aussi au niveau du Complexe alcalin de Bou Naga, visible au centre de la Mauritanie. Il existe enfin au niveau de Guelb er Richat et des structures Semsyat, le long de la structure de socle de direction E-NE, sous les sédiments de la bordure nord du Bassin de Taoudéni. Au total, ce sont donc cinq zones favorables qui ont ainsi été tracées sur la base d'une géologie favorable au niveau du groupe, et sur la base de la répartition de présences connues dont on imagine qu'elles correspondent au dépôt d'U, de Th, de terres rares, ou autres éléments incompatibles au sein de pegmatites, de roches magmatiques alcalines, ou de classes de carbonatites sédimentaires.

8 – Références

- Bardossy, G., Monod, T., et Pomerol, C., 1963, *Découvertes d'analcimolites d'origine endogène dans les Richat (Adrar Mauritanien)* : Acad. Sci. Comptes rendus, v. 256, n° 9, p. 3934-3936.
- Blanc, A. 1986, *Le magmatisme du complexe alcalin minéralisé en terres rares, Yttrium, et Thorium de Bou Naga (Mauritanie) : environnement géologique et géochimique, radiochronologie et signification géodynamique*: Thèse Doct., Univ. Nice, 313 p.
- Blanc, A., et Pomerol, C., 1973, *Pétrographie des Richat, C – Étude pétrographique des roches magmatiques, des filons carbonates et des analcimolites des Richat* : Sci. Terre Mem., v. 28, p. 107-134.
- Blanc, A., Caruba, C., Caruba, R., Dars, R., et Ohnenstetter, D., 1985, *The alkaline complex of Bou Naga (Mauritania)*, Communication, E.U.G., Strasbourg (France), European Union of Geosciences III: Terra Cognita, v. 5, p. 318.
- Blanc, A., Caruba, C., Caruba, R., Dars, R., Ohnenstetter, D., et Peucat, J.J., 1986, *Âge archéen du socle de la fenêtre de Bou Naga (Mauritanie) : âge panafricain des massifs alcalins intrusifs*, dans *Réunion Annuelle des Sciences de la Terre*, v. 11, p. 19.
- Blanc, A., Bernard-Griffiths, J., Caby, R., Caruba, C., Caruba, R., Dars, R., Fourcade, S. et Peucat, J.J., 1992, *U-Pb dating and isotopic signature of the alkaline ring complexes of Bou Naga (Mauritania): its bearing on late Proterozoic plate tectonics around the West African Craton*: Journal of African Earth Sciences, v. 14, no. 3, p. 301-311.
- Boussaroque, J.L., 1975, *Étude des analcimolites des Richat (Adrar de Mauritanie)*: thèse de doctorat, Université de Paris, 105 p.
- Dallmeyer, R.D., et Lecorche, J.P., 1989, *$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ polyorogenic mineral age record within the central Mauritanide orogen, West Africa*: Bulletin of the Geological Society of America, v. 101, p. 55-70.
- Dietz, R.S., Fudali, R., et Cassidy, W., 1969, *Richat and Semsiyat Domes (Mauritania): not astroblemes*: Bulletin of the Geological Society of America, v. 80, p. 1367-1372.
- Eppinger, R.G., Giles, S.A., Lee, G.K., et Smith, S.M., à paraître, *Phase 5, Deliverable 59: Final Report on Compilation and Validation of Geochemical Data—Database Creation, Data Quality Assessment, and Geochemical Maps*: Second Projet de Renforcement Institutionnel du Secteur Minier de la République Islamique de Mauritanie (PRISM-II), U.S. Geological Survey Open-file Report, 48 p.
- Fudali, R.F., 1969, *Coesite from the Richat Dome, Mauritania: A misidentification*: Science, p. 228-230.
- Gunn, A. G., Pitfield, P.E.J., Mckervey, J.A., Key, R.M., Waters, C.N., et Barnes, R.P., 2004, *Notice explicative des cartes géologiques et gîtologiques à 1/200 000 et 1/500 000 du Sud de la Mauritanie, Volume 2 – Potentiel Minier*, DMG, Ministère des Mines et de l'Industrie, Nouakchott.
- 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.
- Matton, G., Jebrak, M., et Lee, J.K.W., 2005, *Resolving the Richat enigma: Doming and hydrothermal karstification above an alkaline complex*: Geology, v. 33, no. 8, p. 665-668.
- Matton, G., et Jebrak, M., 2008, *The "Eye of Africa" (Richat Dome, Mauritania): An isolated Cretaceous alkaline-hydrothermal complex: Chapter II*, dans *The Cretaceous Richat Complex (Mauritania); A peri-Atlantic alkaline process*: thèse de doctorat, Université du Québec, Montréal, Canada, p. 30-72.
- Matton, G., 2008, *The Cretaceous Richat Complex (Mauritania); A peri-Atlantic alkaline process*: thèse de doctorat, Université du Québec, Montréal, Canada, 154 p.
- Marcellin, J., 1965, *Étude de la série d'Akjoujt dans l'Inchiri (campagne 1963-1964)* : Rapp. inéd. Bur. Rech. géol. min., Dakar, Rapport DAK 65-A9, 59 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.
- 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.
- Mining Annual Review, 1968-1970. *Mauritania, Mining Annual Review 1968, 1969, 1970*, Mining Journal Ltd., Londres.
- 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*: Nouakchott., DMG, Ministère des Mines et de l'Industrie.
- 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.
- Pouit, G., 1968, *Le gisement de Terres-Rares (Y) de Bou Naga (R.I.M.)* : Département des Mines et Géologie (R.I.M.), 20 p.
- Poupeau, G., Fabre, J., Labrin, E., Azdimoussa, A., Netto, A.M., et Monod, T., 1996, *Nouvelles datations par traces de fission de la structure circulaire des Richat (Mauritanie)* : Mémoires du Service Géologique de l'Algérie, v. 8, p. 231-236.
- Rocci, G., 1957, *Formations métamorphiques et granitiques de la partie occidentale du pays Rgueibat (Mauritanie du Nord)*, Bulletin de la Direction Fédérale des Mines et de la Géologie, n° 21, Tome 1, Gouvernement Général de l'Afrique Occidentale Française, 303 p.
- Rocci, G., 1960, *Sur un nouvel affleurement de roches hyperalcalines dans l'ouest Africain le massif de Tabatanat en Mauritanie septentrionale*, p. 25-33.
- Sun S., et W. F. McDonough, 1989, *Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes*, dans *Magmatism in the Ocean Basins*, Saunders, A.D., et Norry, M.J., éd., Geological Soc. Special Publ., 42, p. 313-345.
- Taylor, C.D., éd., 2007, *Phase I Summary Report: USGS Evaluation of PRISM-I Data*, U.S. Geological Survey Administrative Report to DMG, Ministère des Mines et de l'Industrie, Nouakchott, 107 p.
- Trompette, R., 1963, Mission Akjoujt 1962-63, *Reconnaissance géologique du Tamkarkart* : B.R.G.M. (Dakar) Rapport DAK 63-A20, 51 p.
- Van Alstine, R.E. et Schruben P.G., 1980, *Fluorspar resources of Africa*: U.S. Geological Survey Bulletin 1487, 25 p.
- Woolley, A.R., 1982, *A discussion of carbonatite evolution and nomenclature, and the generation of sodic and potassic fenites*: Mineralogical Magazine, v. 46, p. 13-17.
- Woolley, A.R. et Kempe, D.R.C., 1989, *Carbonatites: nomenclature, average chemical compositions, and element distribution*, dans Bell, Keith (éd.), *Carbonatite: Genesis and Evolution*: Unwin Hyman, Ltd., Londres, p. 1-14.
- Woolley, A.R., Rankin, A.H., Elliott, C.J., Bishot, A.C., et Niblett, D., 1984, *Carbonatite dykes, from the Richat dome, Mauritania, and the genesis of the dome*: The Indian Mineralogist, p. 189-207.