

N° d'ordre :



REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE

MINISTERE DE L'ENSEIGNEMENT SUPERIEUR ET DE LA
RECHERCHE SCIENTIFIQUE

Université d'Oran2

Faculté des sciences de la terre et de l'univers

Département des sciences de la terre

Mémoire

Présenté pour l'obtention du diplôme de Master en science de la terre

Option : Géodynamique de la Lithosphère

Les altérations hydrothermales liées à la minéralisation
aurifère de l'indice caroline (Ouest-Eglab, SW algérien)

Par :

DIARRA Sidi Mohamed

Soutenu le 03 juillet 2018, devant le Jury composé de :

M. SEDDIKI Abdelmajid	Professeur	Université d'Oran 2	Président
Mme LAGRAA BENRAMDANE K.	M.C.A.	Université d'Oran 2	Encadreur
M. BENRAMDANE Hocine	M.A.A.	Université d'Oran 2	Examineur
Mme ALLAMI Fatima Zohra	M.A.A	Université d'Oran 2	Examinatrice

Remerciements

Après avoir rendu grâce à Dieu le Tout Puissant et le Miséricorde de m'avoir donné la force pour survivre, ainsi que l'audace pour dépasser toutes les difficultés.

Je tiens d'abord à remercier très chaleureusement Mme. Karima Lagraa qui m'a permis de bénéficier de son encadrement et m'a traité comme son propre fils. Les conseils qu'elle m'a prodigué, sa patience, sa confiance qu'elle m'a témoignés ont été déterminants dans la réalisation de notre travail.

J'aimerais aussi remercier Mr. Benramdane qui a été présent durant ce travail, je tiens à le remercier pour ses efforts et ses précieux conseils qui m'ont permis de mener à bien ce travail.

Mes parents, pour leur soutien constant et leurs encouragements.

Je tiens aussi à remercier Mr. Bouza qui m'a apporté son aide pour la confection des lames mines.

Je voudrais également exprimer ma reconnaissance envers les amis et les camarades qui m'ont apporté leur soutien moral et intellectuel tout au long de mon parcours.

Afin de n'oublier personne, mes vifs remerciements s'adressent à tous ceux qui m'ont aidée à la réalisation de ce modeste mémoire.

DEDICACE

Je dédie ce noble travail à ma famille, elle qui m'a doté d'une éducation digne, son amour a fait de moi ce que je suis aujourd'hui .Particulièrement à mon père et ma mère pour le goût à l'effort qu'ils ont suscité en moi, de par leurs rigueur. Ceci est ma profonde gratitude pour votre éternel assistance, que ce rapport soit le meilleur cadeau que je puisse vous offrir.

Liste des figures

- Fig.1** : Principales unités structurales de l'Afrique occidentale (d'après Peucat et al, 2005, modifiée).....**P.12**
- Fig.2**: Carte géologique simplifiée de la dorsale de Man. (Milési et al, 1989).....**P.15**
- Fig.3** : Schéma géologique de la dorsale Réguibat (Benramdane, 2007).....**P.17**
- Fig.4**: Schéma structural de la partie nord-orientale de la Dorsale Réguibat (Mahdjoub, 2007).....**P.18**
- Fig. 5**: Schéma géologique et structurale de la zone de jointure Yetti-Eglab avec la zone d'étude encadrée (Mahdjoub, 2007) (modifiée).....**P.29**
- Fig.6** : Carte géologique de la région de Bled M'Dena (extraite de la carte géologique d'Aouinet Bel Legraa à 1/200 000 : Benramdane et al. 2003) avec le secteur d'étude encadré.....**P.31**
- Fig. 7** : Position des roches magmatiques de l'indice Caroline dans le diagramme triangulaire de streckeisen (1976).....**P.33**
- Fig.8** : schéma lithostructural de la dorsale du Man avec les principaux gisements aurifère : Milési et al. (1989).....**P.71**
- Fig. 9**: localisation des gisements d'or sur une carte simplifiée de la fenêtre Kédougou-Keniéba (Komet Gold, 2019).....**P.72**
- Fig.10** : Zones minéralisées potentielles de l'ensemble cristallin du massif Yetti-Eglab (EREM, 1983). Keniéba (Komet Gold, 2019).....**P.73**
- Fig.11** : Catre des points de minéralisés dans la région ouest-Eglab (Benramdane, 2007).....**P.74**

Liste des tableaux

Tableau 01 : classification pétrographique des principaux types
d'altération.....**P.67**

Tableau 2 : Comparaison entre le gisement de Kalana et de l'indice
Caroline.....**P.80**

Liste des planches (Pétrographie de l'indice de caroline)

- Planche 1** : Texture grenue porphyroïde d'une granodiorite.....P.35
- Planche 2** : Texture ophitique à subophitique d'un monzodiorite.....P.37
- Planche 3** : Texture microlitique porphyrique d'une andésite.....P.40
- Planche 4** : Texture grenue porphyroïde d'une monzonite.....P.43
- Planche 5** : texture grenue porphyroïde d'un monzogranite.....P.45
- Planche 6** : texture grenue porphyroïde d'un granite.....P.48
- Planche 7** : Texture microlitique d'une breche volcanique.....P.51
- Planche 8** : texture microlitique porphyroïde d'une rhyolite.....P.53
- Planche 9** : Texture grenue d'un monzogranite.....P.55
- Planche10** : Texture grenue porphyroïde d'un syénogranite.....P.57

Table des matières

Chapitre I : Introduction et généralités

I.1.Introduction.....	10
I.2.Contexte Géographique du craton ouest-africain	11
I.2.1.Climat et Végétation	12
I.2.2.Population:	12
I.3.Cadre Géologique.....	12
I.3.1.Craton ouest-africain:	12
I.3.1.1.Dorsale de Léo ou de Man	12
I.3.1.2.Fenêtres de Kayes et Keniéba	14
• Série de Mako	14
• Série Dialé	14
• Série de Daléma	14
I.3.1.3.Dorsale Réguibat.....	14
I.4.Historique des travaux.....	21
II. But et Objectif	26
II.1.Cadre Géographique	26
II.1.1.Cadre Géologique et structurale de Bled M'Dena	27
II.1.1.2.Géologie de l'indice d'Or Caroline	28
III.1.Introduction.....	31
III.2.Etude macroscopique et microscopique.....	31
• Rhyolite (échantillon 12).....	51
III.3.Typologie des altérations	57
III.4.Conclusion.....	58
IV.1.Définition de l'altération hydrothermale.....	60
IV.2.Les principales réactions d'altérations hydrothermales	61
IV.2.1.Les produits de l'altération hydrothermale.....	62
IV.2.1.1. Nomenclatures des d'altération hydrothermales	62
IV.3.1.Les types de gites d'Or.....	66
IV.4.Minéralisation aurifère associée à l'orogénèse éburnéenne.....	67

V.1.Essai Comparatif entre l'indice d'Or de Caroline Deilel et le gisement d'Or de Kalana	76
V.2.Conclusion générale :	79
Reference bibliographique	

Chapitre I Introduction et Généralités

I.1.Introduction

Le Craton ouest-africain occupe la partie majeure de l'Afrique de l'Ouest. C'est un immense craton d'environ 450.000 km², constitué d'un socle granité et métamorphisé et stabilisé définitivement vers 1700Ma. Deux épisodes orogéniques majeures marquent l'histoire du craton ouest-africain :

Le Libérien entre 3,0Ga et 2,5Ga et l'Eburnéen entre 2,5 et 1,3Ga (Fabre ,2005).

Le craton ouest-africain est surmonté par une couverture sédimentaire paléozoïque et cénozoïque à quaternaire et s'entoure de zones mobiles liées aux orogénèses panafricaine et hercynienne ; le craton ouest-africain présente trois domaines essentiels (Fig.1).

Au Nord, la Dorsale Réguibat, au Sud la dorsale Léo ou Man à ceux-ci s'ajoutons le Bassin de Taoudéni qui occupe une partie importante et laisse apparaître à travers les formations sédimentaires à l'Ouest, les massifs de Kédougou-Keniéba et Kayes à la frontière Sénégal-malienne.

La Dorsale Réguibat essentiellement constituée de roches cristallophylliennes, se situe dans la partie Nord du Craton Ouest-africain et affleure en Mauritanie et dans le Sud-Ouest algérien séparant ainsi les bassins de Tindouf au Nord et de Taoudenni au Sud. La dorsale Réguibat affiche deux grands domaines : le Yetti à l'Ouest et les Eglab à l'Est formant ainsi le « massif Yetti-Eglab »

Les deux domaines forment une zone de jonction ou zone de collage est appelée : « Zone de Jointure Yetti-Eglab » (Sabaté, 1973) ; elle est caractérisée par des accidents majeurs décrochant à caractère cisailant et orientées N-S à NNW-SSE et est définie comme Zone de Cisaillement Y-E (ZCY-E) refermant un important potentiel aurifère (Mahdjoub et Kahoui, 2007).

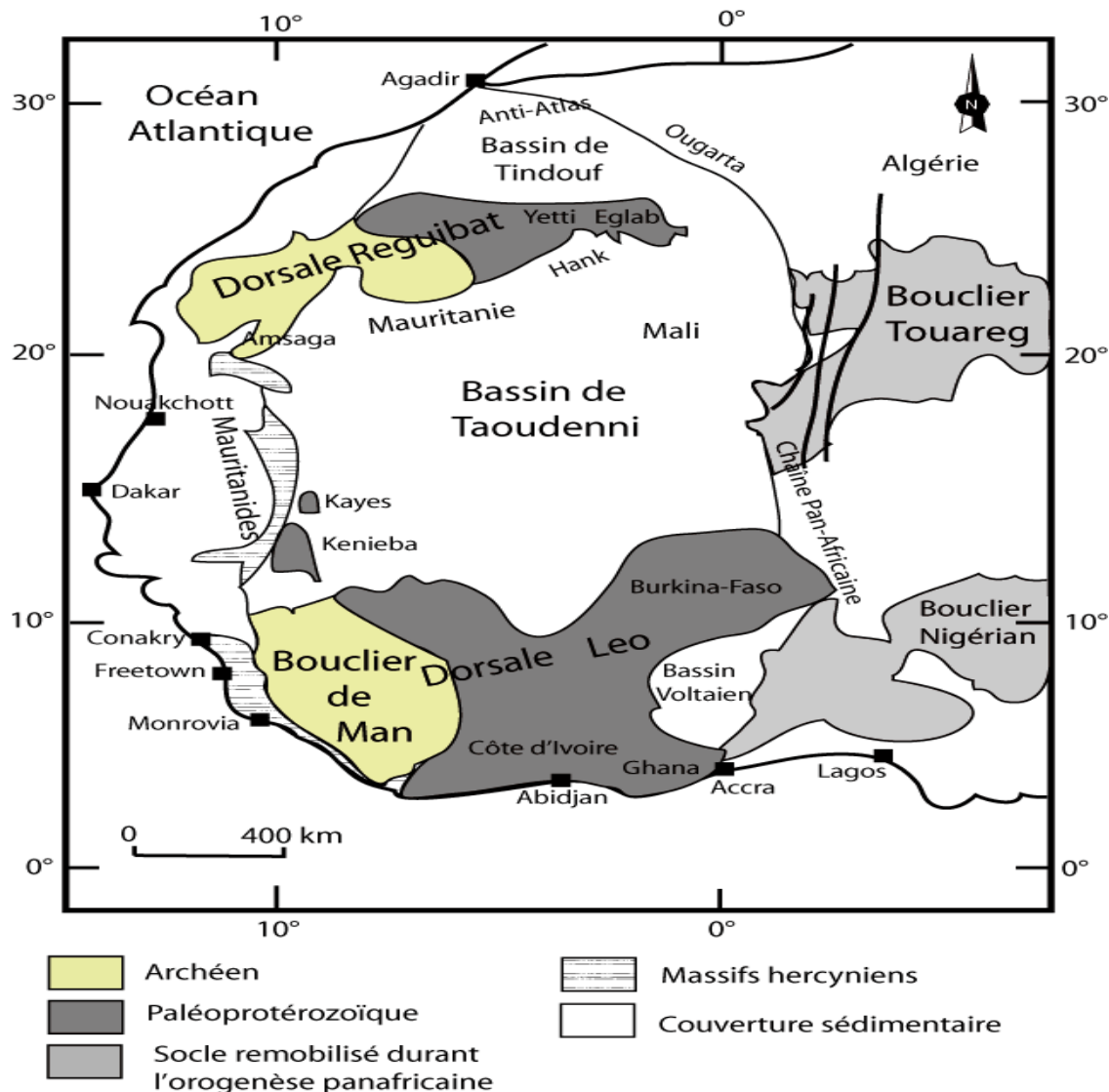


Fig.1 : Principales unités structurales de l’Afrique occidentale (d’après Peucat et al, 2005).

I.2.Contexte Géographique du craton ouest-africain

Le craton ouest-africain est une vaste étendue désertique caractérisée par deux grandes étendues plates, de rares reliefs montagneux, des Ergs et de larges sebkhas reconnue par Kennedy en 1964; il est limité au Nord par l’Antis Atlas marocain au Sud la dorsale de Man qui affleure au par le Golfe de Guinée à l’Est par le bassin voltaïen d’Afrique centrale et la chaîne du Hoggar e à l’Ouest par les chaînes des Mauritanides et Rockellides (in Lagraa, 2014).

I.2.1.Climat et Végétation

Avec un climat typiquement saharien, le Craton ouest-africain se caractérise par des précipitations rares et faibles et de températures élevées en été (60°C), mais douce en hiver (1-20°C).

Le craton ouest-africain est une région, aride et très pauvre en végétation absente même par endroit. (in Lagraa ,2014).

I.2.2.Population:

Le massif Yetti-Eglab est une région complètement dépourvue de tout ce qui peut justifier une sédentarisation et est inhabitée seuls quelques nomades appelées « R'guibats » se concentrent autour de l'Oasis Aouinet Bel Legraa et à Djebilet (in Lagraa, 20014).

I.3.Cadre Géologique

I.3.1.Craton ouest-africain:

Le craton ouest-africain occupe la partie la plus occidentale de l'Afrique dont la plus grande partie affleure en Mauritanie, Burkina Faso, Ghana, Côte d'Ivoire. Il affiche deux convexités cristalloyennes d'âge Précambrien.

Il montre des roches archéennes et protérozoïque affecté par deux orogénèses Libérien et Eburnéenne cette dernière est reconnue comme étant la dernière orogénèse stable (1800 ± 250Ma) ayant façonné le Craton ouest-africain (in le Mignot, 2007).

I.3.1.1.Dorsale de Léo ou de Man

La dorsale de Man est situé la dans la partie méridionale de Craton ouest-africain et s'étend d'Est en Ouest dans les Etats suivants : La Guinée, la Sierra Léone, La Cote d'ivoire, Libéria, Le Mali, La Haute Volta, Le Niger occidentale et le Ghana. La dorsale de Man est constituée de formations métamorphisée et granitisées précambriennes qui n'ont pas été affectées par l'activité orogénique panafricaine (Bessoles, 1997).

La dorsale de Man est formée par deux principaux domaines importants :

- Un domaine Kénéma-Man situé à l'Ouest et est composé par des séries archéennes de type ainsi des complexes granito-gneissiques qui affleurent dans de vastes surfaces et de ceintures de roches vertes de nature basiques à Ultrabasiques (Ceintures de Loko d'âge 3,0 Ga et les ceintures de Kambui d'âge 2,7Ga (Bessoles ,1997).

La dorsale de Léo ou de Man fut restructurée au cours de deux cycles majeurs : Le cycle Léonien (3,5-2,9Ga) et le cycle Libérien (2,9-2,6) (Bessoles, 1977).

- Le domaine Baoulé-Mossi couvre un peu plus de deux tiers orientaux de la dorsale de Man ainsi que les deux fenêtres (Kayes et Keniéba) affleurent en Guinée, le Sud du Mali, la Côte d'Ivoire, le Ghana, le Burkina Faso, le Niger et le Nord du Togo. Les formations d'âge Paléoprotérozoïque (2,1-2,0Ga) sont matérialisées par les faciès volcano-sédimentaires (Birimien) et par des granites auxquels sont associées des amphibolites et des amphibolo-pyroxénites (in Boumelik, 2005). Cette partie de la plateforme Libérienne est affectée par une importante activité orogénique éburnéenne (Fabre, 2005). (**fig.2** :).

Ces deux domaines sont séparés par une zone de failles transcurantes (faille de Sassandra) de direction subméridienne et dominée par des granitoïdes d'âge allant de 3,09 à 2,07Ga (in Nada, 2007). Les faciès sont identiques à ceux du domaine Kenema-Man (In Lagraa, 2014).

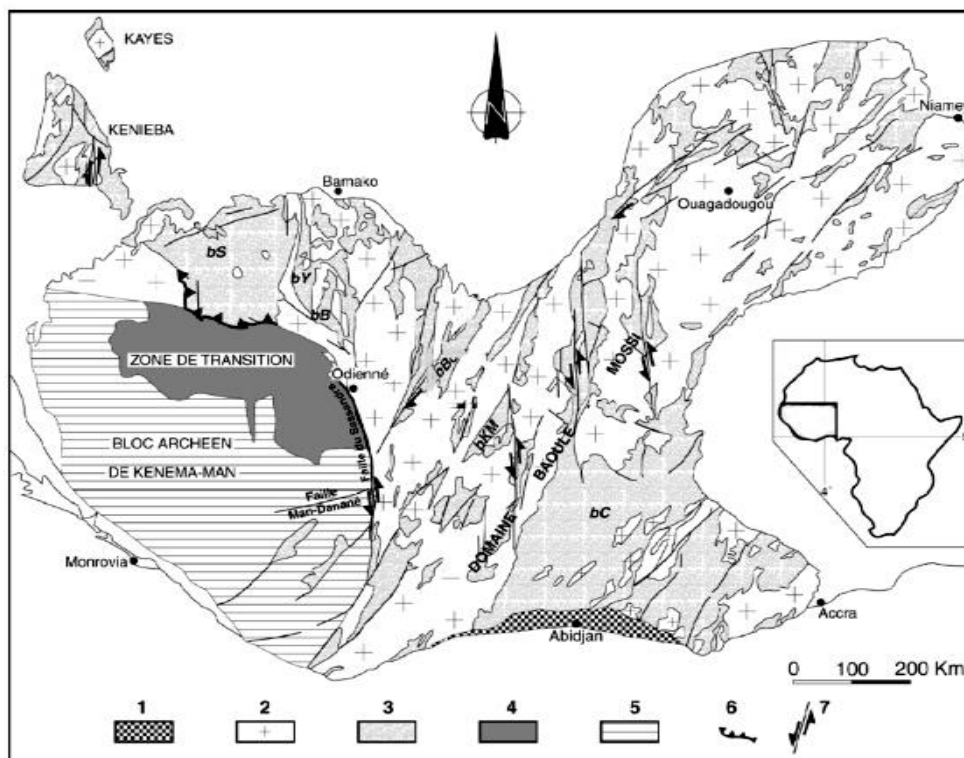


Fig.2: Carte géologique simplifiée de la dorsale de Man. (Modifiée d'après Milési et al, 1989).

- 1) Bassin Sédimentaire côtier ;
- 2) Granitoïdes ;
- 3) Bassin sédimentaires à volcano-sédimentaires d'âge Birimien ;
- 4) zone de transition entre l'Archéen et le paléoprotérozoïque ;
- 5) Domaine Archéen ;
- 6) Chevauchements ;
- 7) couloirs de failles

déformation ductile ; 8) Bassin de Siguin ; BY) : Bassin de Yanfolila ; Bb) Bassin Ba-Oulé ; BBo : bassin de Boundiali ; Bkm : bassin de Katiola Marabadiassa ; bC : bassin de la Comoé.

I.3.1.2.Fenêtres de Kayes et Keniéba

Les deux fenêtres Kayes et Keniéba sont situées dans la partie médiane du craton ouest-africain, ce sont les fenêtres de Kédougou-Keniéba situées dans la frontière Mali-Sénégal et de Kayes au Mali. Allant de la Sierra Léone au Ghana jusqu'au Burkina Faso, les fenêtres ouvrent dans une série de formations sédimentaires subhorizontales du Bassin de Taoudéni ou par la chaîne des Mauritanides formant ainsi la dorsale de Man au sud (Hassane Daoudji, 2007).

En effet ce terrain orogénique d'âge éburnéen et constitue de complexes granito-gneissique de plusieurs phases, couvre 50 à 60% de la surface affleurant ainsi au sein d'une couverture sédimentaire d'âge Précambrien supérieur et plus récentes. Dans la région de Keniéba, les formations métamorphiques d'origine volcanique, volcano-sédimentaires ont été regroupées suivant trois séries (Hassane Daoudji, 2007) :

- **Série de Mako**

Dans la série de Mako, on distingue la présence d'anciennes roches éruptives, basiques interstratifiées avec des roches sédimentaires (Amould, 1959). La série de Mako est cadrée par des granites, soit par des séries du Paléozoïque.

- **Série Dialé**

La série Dialé est située entre la série de Mako et le périphérique occidental du granite de Saraya, elle comprend des roches d'origine sédimentaire peu métamorphisée. Ainsi Bassot, 1966, considère que cette série est postérieure à celle de la série de Mako.

- **Série de Daléma**

La série de Daléma localisée à l'Est du granite de Saraya, est composée de schistes et de Grauwackes et se prolonge vers le Mali.

I.3.1.3.Dorsale Réguibat

La dorsale Réguibat ou « Pays cristallin de Réguibat » de N. Menckikoff en 1949 : constitue l'armature Précambrienne du Sahara occidentale. La dorsale Réguibat forme un axe cristallin SW-NE qui s'étend sur 1500km de la Mauritanie jusqu'en Algérie.

Elle s'enfonce sous les terrains paléozoïques des bassins de Tindouf au Nord et de Taoudéni au Sud. La dorsale Réguibat est limitée à l'Ouest par les chaînes des Mauritanides et à l'Est par la chaîne panafricaine puis le Hoggar. (<http://www.anam.gov.dz/geologie-al/index.php>).

La dorsale Réguibat est subdivisée en deux zones :

- Au centre et au Nord-Est, elle apparait en Mauritanie dans le Karet et dans et dans le massif Yetti-Eglab, où dominent des formations volcano-sédimentaires paléoprotérozoïque (2,5-1,6 Ga) (in Tabeliona, 2009) et où les intrusions granitiques et les formations volcaniques sont abondantes dans la zone.
- l'Ouest, elle affleure dans l'Amasaga, le Tijirit, le Tassiat-l'Ouassat, le Ghallaman et le Sfariat en Mauritanie caractérisée par des roches cristallophylliennes d'âge Archéen (daté 3,5 Ga et 2,73 Ga. Portel et al, 1998 in Tabeliona, 2009).

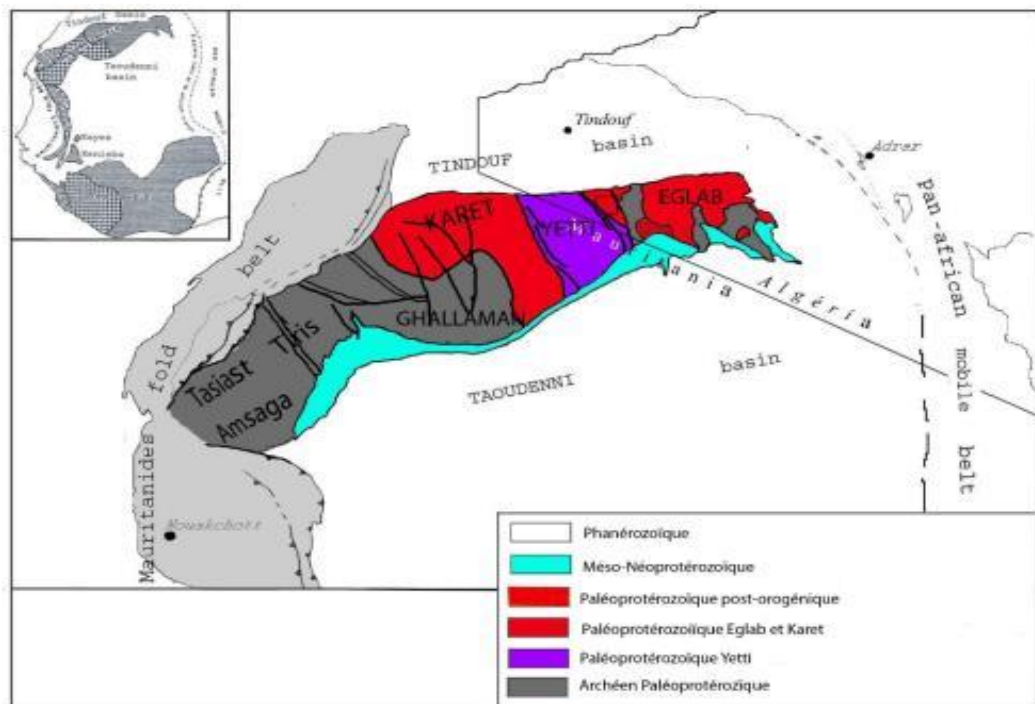


Fig.3 : Schéma géologique de la dorsale Réguibat (Benramdane, 2007, modifiée d'après USGS, 2014).

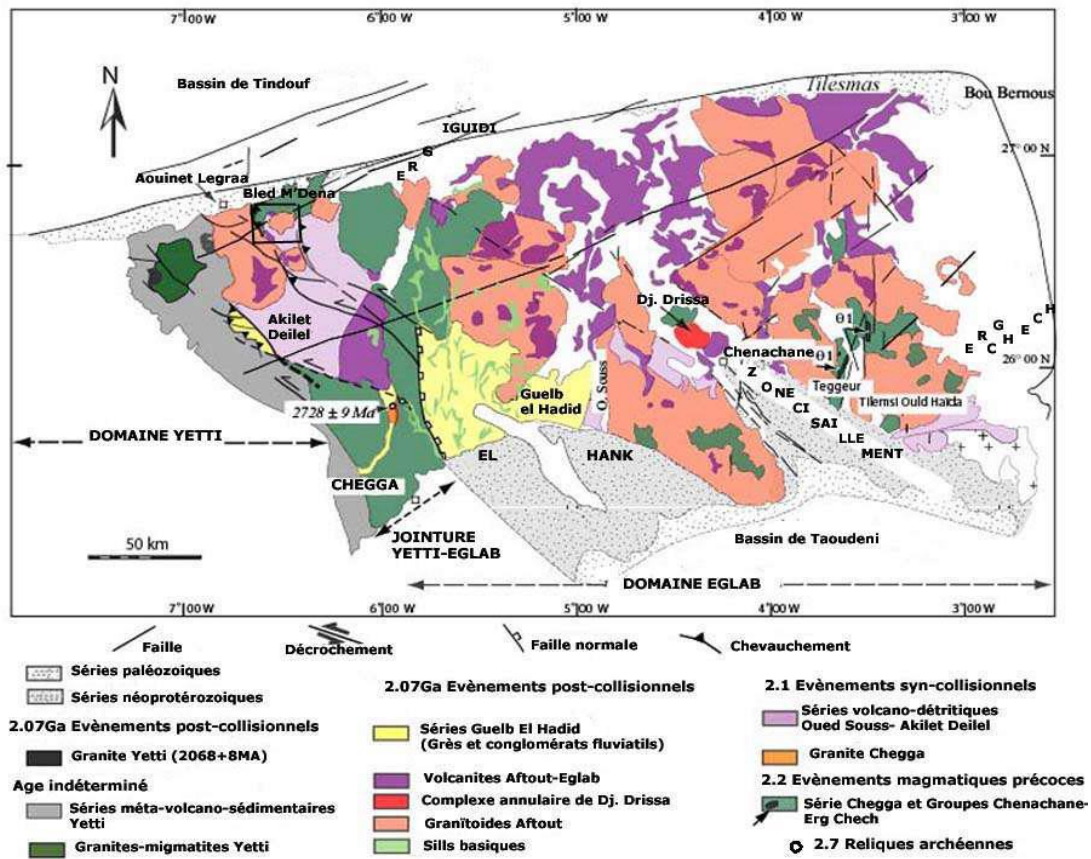


Fig.4: Schéma structural de la partie nord-orientale de la Dorsale Réguibat (Mahdjoub, 2007).

➤ **Massif Yetti-Eglab :**

Le massif Yetti-Eglab est composé de deux grands domaines

• **Domaine Yetti :**

Le domaine Yetti à l'Ouest du méridien 6°30' est large de 150km et situé entre le domaine Ghallamen-Karet et l'Eglab. Il est essentiellement caractérisé par une série volcano-sédimentaire d'âge paléoproterozoïque et métamorphisés fortement plissés et recoupés par des granites comparable à celle birimienne de la Dorsale de Léo. Elle est structurée en deux zones séparées par une bande de roches fracturées orientées NNW-SSE passant par le méridien 7°30' (Benramdane, 2007) :

- Une zone Est où domine un complexe rhyodacites et des granitoïdes ;
- Une zone Ouest schisto-cristalline à granites porphyroïdes.

- **Domaine Eglab :**

Le domaine des Eglab est considéré comme constitué le « domaine des formations du Complexe Réguibat supérieur » comportant un socle granito-gneissique et une couverture volcano-sédimentaire ainsi que des massifs (in Benramdane, 2007). Ce terrain montre une variété de roches de faible à moyen parfois à fort degré de métamorphisme.

Il est essentiellement granitique et volcanique et est structuré en trois différentes zones :

- Zone Est (chenachane-Erg Chech) avec des reliques du substratum granito-gneissique ;
- Zone centrale (Aftout-Eglab) dominée par les granitoïdes et volcanites du pluton de Aftout ;
- Zone Ouest (Chegga-Iguidi) où les anciennes séries du système de base sont de nouveau dominantes (granito-gneissique) (Benramdane ,2007).

Les deux domaines Yetti-Eglab initialement séparés se seraient accolés vers 2,09Ga aboutissant ainsi une collision continentale appelée « Zone de jointure Yetti-Eglab» (Lefort et al. 2004).

I.3.1.3.1. Géologie de la zone de jointure :

I.3.1.3.1.2. Lithostratigraphie de la zone de jointure:

La géologie de la zone de jointure du Yetti-Eglab se caractérise par :

❖ En zone Est-Yetti :

La zone Est-Yetti est située entre les méridiens 6°50 W et 11° W. où affleure dans la série Yetti dont la continuité vers le Sud en Mauritanie est appelée série Aguel Nebkeha. La série Yetti tels que définis par Gevin (1951) est de nature volcano-détritique schisto gréseuse qui est constitué de dépôt détritique (gravellites, quartzites noirs et phyllade versicolores et de faciès volcanique à hypovolcanique acides avec des tufs, des grauwackes et cinérites en intercalation irrégulières) (Gevin, 1951 et Sabaté 1972).

Dans cette zone Est Yetti, la série Yetti est recoupée par des granitoïdes, des volcanites acides et des dykes basiques (Sabaté et al 1975).

Au Nord, elle plonge sous la couverture primaire du flanc Sud du synclinal de Tindouf.

A L'Est, la série Yetti est un contact avec la série d'Akilet Deilel et les granitoïdes Aftout du batholite de T'Menin (Benramdane, 2007).

Vers l'Ouest, le passage vers les migmatites et les granites du Yetti qui sont intrusif à subconcordants. Ce passage met en évidence des faciès métamorphiques marqués par des zones localement gneissifiées et des cornéennes tachetées à cordiérite (Bendamane et al 2005).

❖ **En zone Ouest-Eglab:**

La zone Ouest-Eglab est localisée entre les méridiens 5°50'W et 6°45'w. Elle est représentée par la série chegga, les séries d'Akilel Deilel, de Guelb el Hadid et par le complexe volcano-plutonique Aftout-Eglab (in Benramdane, 2007)

○ **Série Chegga :**

Décrite pour la première fois comme un faciès cristallophylliens à foliation verticale par Gevin en 1951. La série chegga affleure à la faveur des blocs rechaussés par des accidents subméridiens allant de chegga à Gueld el Atrous au Sud jusqu'à Bled M'Dena au Nord, sur plus 100km où elle s'élargit vers l'Ouest jusqu'à la zone de jointure Yetti-Eglab et s'enfonce sous la couverture paléozoïque du synclinale de Tindouf.

La série montre des faciès cristallophylliens de types schistes cristallin à lentilles d'amphibolites, des gneissique gris à amphiboles, des quartzites. Une relique néoarchéenne (2,07Ga) (Madjoub, 1993 et Peucat, et al 2005) est reconnue comme le terme le plus ancien. Cette est assimilée à un substratum. Les âges obtenus sur cette série sont à 2,2Ga (Benramdane, 2007).

○ **La série Akilet Deilel**

La série volcano-sédimentaire d'Akilet Deilel, couverture du substratum a été individualisée comme série propre à l'Ouest-Eglab en 1973 par Sabaté.

Elle occupe la dépression étroite orientée SW-NE d'Areiguet Lemha et les petits bassins au Nord de Bled M'Dena et Tinguicht.

D'après Sabaté (1973-1973), la série d'Akilet Deilel est essentiellement constituée de dépôts détritiques, à volcano-détritiques ave des microconglomérats, des grès quartzo-feldspathiques et arkoses ainsi que des volcanites intermédiaire à acides (andésito-basalte, dacite et rhyolite). Elle est recoupée par des dykes de nature

intermédiaire à basique et des filons de quartz à divers endroits (in Fekih et Kentri 2013).

Cependant aucune datation n'a été effectuée au sein de cette série, mais son équivalent (Série Oued Souss) (Est-Eglab) situé à environ 400km plus à l'Est est datée à 2087Ma et 9Ma avec un chisimise calco-alcalin (Peucat et al. 2005).

- **La série Gueld el Hadid**

La série Gueld el Hadid est reconnue grâce aux regs à galet de quartz visible à l'Est de Bled M'Dena sous les cordons de l'Erg Iguidi et près de chegga. Elle est représentée par des faciès grésos-arkosique, quartzique et des conglomérats. Cette série sédimentaire discordante à caractère épicontinental qui serait d'âge tardi à post Biriminien est de type molassique (In Benramdane, 2007).

- **La couverture sédimentaire de la zone de jointure Yetti-Eglab**

L'ensemble sédimentaire de la zone de jointure Yetti-Eglab affleure au Nord, d'âge Paléozoïque il est représenté par une série d'âge l'Ordovicien – Pennsylvanien. Il est rattaché au flanc Sud et synclinal de Tindouf.

Au Sud, la couverture est représentée par les dépôts néoprotérozoïques à paléozoïques formant ainsi le Hank et ébauche le bassin de Taoudéni.

La Hamada est représentée par une carapace de calcaire silicifié d'âge Pliocène à quaternaire (Benramdane, 2007).

Les dépôts récents (quaternaires) sont également décrits dans cette zone. Il s'agit des Ergs, dunes, les sebkhas et regs.

- **Magmatisme**

Le magmatisme de la zone de jointure Yetti-Eglab est caractérisé par plusieurs faciès qui peuvent être rattachés à des événements magmatiques différents au cours du paléoprotérozoïque.

Cependant, les manifestations Aftout-Eglab sont dominantes. Les autres manifestations antérieures sont rares et affleurent à la faveur des blocs tectoniques soulevés. Ainsi, d'Ouest en Est de la zone de jointure Yetti-Eglab il a été défini plusieurs faciès :

- En zone Est-Yetti affleurent des granites rougeâtres à feldspaths potassiques, des migmatites des granites (2,06Ga) à deux micas ainsi que des pointements de roches basiques et ultrabasiques intrusives dans la

série Yetti (gabbro diorites) (Sabaté et al 1975) et des syénites alcalines et pyroxenolites (Tabeliouna, 2009).

Des volcanites en intercalations dans les faciès détritiques de la série Yetti ont également été reconnues (Sabaté, 1972).

- En zone Ouest-Eglab, caractérisée par un magmatisme ultime Aftout-Eglab ; il est composé de plusieurs faciès (granites à feldspaths roses, des microgranites rouges, des granodiorites ainsi que des monzogranites, des syénites rouges et des roches basiques (gabbro).

Ce magmatisme présente un chimisme calco-alcalin post-orogénique de 2,07Ga (Peucat et al.2005).

- Une manifestation encore plus ancienne associée à la série chegga est représentée par des granites à biotite de chimisme calco-alcalin à caractère TTG. Ce magmatisme syntectonique est caractérisé de marge active mise en place et déformées vers 2,09Ga (in. Tabeliouna, 2009).
- ❖ Le volcanisme Aftout syn-post à granite Aftout, caractérisé par des dacites et des andésites, suivi par des émissions plus acides (ignimbrites, rhyolites, brèches, pyroclastiques); cet ensemble a subi par la suite une tectonique cassante (Buffière et al. 1965) (in Tabeliouna, 2009).

• **Métamorphisme**

Le métamorphisme de la zone de jointure Yetti-Eglab est caractérisé par un métamorphisme relativement de faible degré à savoir épizonale (faciès schiste vert) affectant la série Akilet Deilel. Tandis qu'à l'Ouest, le domaine Yetti est affecté par un métamorphisme régional d'intensité croissante de l'épizone à la mésozone supérieure et zone à cordiérite (Buffière et al.1965) (in Saci, 2018).

• **Tectonique**

La tectonique de la zone de jointure Yetti-Eglab correspond à une zone de cisaillement complexe, orientée NW-SE avec des blocs tectoniques rehaussés et par des plissements engendrés par des accidents qui cadrent le cisaillement (Benramdane, 2007). Les contacts chevauchants, les plis couchés et klippes sont témoins d'une tectonique de décrochement dextre à composante chevauchante liée à la zone de cisaillement la zone de cisaillement (Mahdjoub et al (1993)).

I.4.Historique des travaux

La dorsale Réguibat est considérée comme étant un des vieux pays cristallins dans le continent africain. Elle fût le terrain de plusieurs investigations dès le début du vingtième siècle. Durant les années cinquante et soixante, l'intérêt sur la dorsale s'intensifia par des compagnies structurées et mieux organisées de recherches minère et pétrolière, surtout dans la partie orientale de la dorsale.

A. Mechnikoff (**1923**) fut parmi les premiers géologues à s'intéresser à l'étude de la dorsale Réguibat en le définissant comme étant l'un des vieux pays cristallins du continent africain. Il propose, en **1944**, l'appellation de « pays cristallin Réguibat ». La nature de l'axe cristallin Yetti-Eglab a été précisée par R.P. Monod en **1935**, alors que Jacket en **1937**, s'intéressa à la géologie de la partie occidentale de la dorsale.

En **1941**, Gevin entama l'étude des formations précambriennes et leurs bordures sédimentaires. Les résultats de ces travaux ont permis de cerner l'essentiel de la structure géologique et de subdiviser les principales formations de l'axe cristallin Yetti-Eglab.

En **1951**, Gevin a défini pour la première fois les séries de Chegga, du Yetti et de Guelb El Hadid.

La description des principaux faciès de la série de Chegga, et les différentes unités géologiques affleurant en Mauritanie orientale sont proposées par Gevin en **1954**.

En **1960**, Sougy fait les premières corrélations entre ces séries précambriennes.

De **1960** à **1965**, S.E.R.M.I. a présenté des travaux regroupant l'étude systématique des Indices minières, les cartes géologiques à 1/200.000 de la région Yetti-Eglab ainsi que la carte à 1/500.000 de la région des Eglab.

En **1965**, Buffière et ses collaborateurs auront à leur actif plusieurs travaux dont : la mise en évidence de la discordance des volcanites Eglab sur les granites Aftout et la série plissée de l'Oued Souss ; la cartographie des séries du Hank, de Guelb-El Hadid et de leur discordance.

En **1966**, Buffière, Fahy et Petey définissent la série de l'Oued Souss comme un ensemble de formations volcaniques et volcano-sédimentaires discordantes sur le système de base-Réguibat.

P. Sabaté (**1970**) a entrepris une étude structurale et pétrographique très détaillée de la jointure Yetti-Eglab.

Lassere, Lameyer et Buffière en **1970** ennoient des données géochronologiques sur l'axe précambrien Yetti-Eglab en Algérie et en Mauritanie du Nord, les granites de Yetti et les granites d'Aftout à de 2000 Ma.

Une étude géochronologique des séries métamorphiques et des granites précambriens de la partie Nord et Nord-est de la dorsale Réguibat, a été ensuite publiée Vachette et al. (**1973**) en précisant les âges compris entre 2,0 Ga et 1,7 Ga.

En **1973**, Sabaté définissait la série d'Akilet Deïl et déterminait les relations tectoniques entre deux ensembles différents (Yetti-Eglab)

P. Sabaté et K. Lomax (**1975**) ont notèrent dans le même temps, la postériorité de la série de l'Oued Souss par rapport aux niveaux de base de la série d'Akilet Deïl.

En **1979**, une équipe diriga par Sabaté a daté l'intrusion du pluton Aftout à $1925 \text{ Ma} \pm 41$, les volcanites Eglab à $1995 \pm 30 \text{ Ma}$ et la série d'Akilet Deïl à $2030 \pm 40 \text{ Ma}$.

En **1978**, Sabaté data les laves calco-alcalines, inter stratifiées dans les formations volcano-sédimentaires du cycle Eglab qui révéleront un âge de 2030.

Entre **1981-1983** la SONAREM³ se lanca dans des travaux de recherche systématiques sur l'ensemble du massif des Eglab dans le but d'inventorier et d'évaluer les potentialités minières du massif et ses ses bordures sédimentaires.

En **1990**, des travaux de prospections en Or ont été effectués par Kaddour et Kahoui

dans la partie centrale et orientale de la dorsale Réguibat.

De l'ORGM en (1992), plusieurs missions ont été effectuées dans le but d'approfondir la connaissance de la géologie de la région Yetti-Eglab.

En 1993, à Baudin, contribué à l'étude des principaux traits structuraux du domaine Yetti-Eglab. Il a montré l'inexistence d'un chevauchement entre les séries d'Akilet Deilel et de Yetti en se basant sur l'absence de klippes de charriage.

Peucat et al. (2005), réalisa une étude, géochimique et géochronologique sur le massif Eglab montre que ce dernier correspond à un originel segment de l'orogénèse Eburnéenne.

Mahdjoub et al. (2007) proposent une évolution du domaine Eglab en trois stades, datés respectivement à 2,2 Ga, 2,1 Ga et 2,08Ga.

En 2007, Benramdane a contribué à une étude géologique et géochimique des minéralisations aurifères de la zone de jointure Yetti-Eglab.

Tabeliouna et al. (2008), étudièrent la structure annulaire du sud de Gara Djebilet en montrant le caractère tholéiitique du magma mis en place dans un cadre distensif post ou anorogénique.

Allami. en 2008 réalisa une étude sur les altérations hydrothermales liées aux roches magmatiques dans les Eglab.

Tabeliouna présentant en 2009 dans le cadre d'une thèse de Doctorat une étude pétrologique et géochimique des roches magmatiques de la structure annulaire de Bled M'Dena.

Seddiki en 2011 réalisa une étude pétrologique et géologique du cortège de roches magmatiques (terrestre et extra-terrestre) retrouvées dans les régions de chegga et d'Aftout.

En **2014**, Mme. Lagraa a mis en évidence le caractère porphyrique de la minéralisation à Molybdène-Cuivre de type porphyre dans la région de Bled M'Dena dans le cadre d'une thèse de Doctorat.

BENDJELLOUL-Allami a effectué en **2015** une étude pétrographique et géochimique des plutonites basiques de la structure annulaire d'Anna (Chegga), en les comparant avec celle de la structure annulaire de Bled M'Dena.

***Chapitre II : Présentation du
secteur d'étude
(Indice Caroline)***

II. But et Objectif

Dans le cadre de l'obtention du diplôme de fin d'étude (Master 2), l'objectif de cette présente étude est la caractérisation des altérations hydrothermales liée à la minéralisation aurifère de l'indice Caroline qui permettra une meilleure connaissance des différents types de minéralisation aurifère présente au massif Eglab d'une part ;

Et d'autre part, une étude pétrographique des facies qui abritent la minéralisation nous déterminera la nature de ces roches;

De ce fait, nous procéderons également à une comparaison entre les altérations hydrothermales l'indice d'Or Caroline et les altérations hydrothermales associées à la minéralisation aurifère d'autres gisements présent dans le Craton Ouest-Africain.

II.1.Cadre Géographique

La région de Bled M'Dena se trouve dans la partie occidentale du domaine Eglab, situé à environ 170 km au Sud-est de la ville de Tindouf et environ 50 km à l'Est-Sud-est de la Gara Djebilet. La région de bled M'Dena est limitée au nord par Aouinet Legraa, par Areigat Lemah au sud, Gara Djebilet à l'Ouest et enfin au Sud-est par l'Erg Iguidi.

Notre secteur d'étude « l'indice d'Or Caroline » affleure au Nord de la région de Bled M'Dena qui fut étudié pour la première fois par la mission BIA en 1960 et la mission SERMI en 1965. Cette dernière lui confère d'ailleurs le nom de l'indice « Caroline » (**Fig.5**).

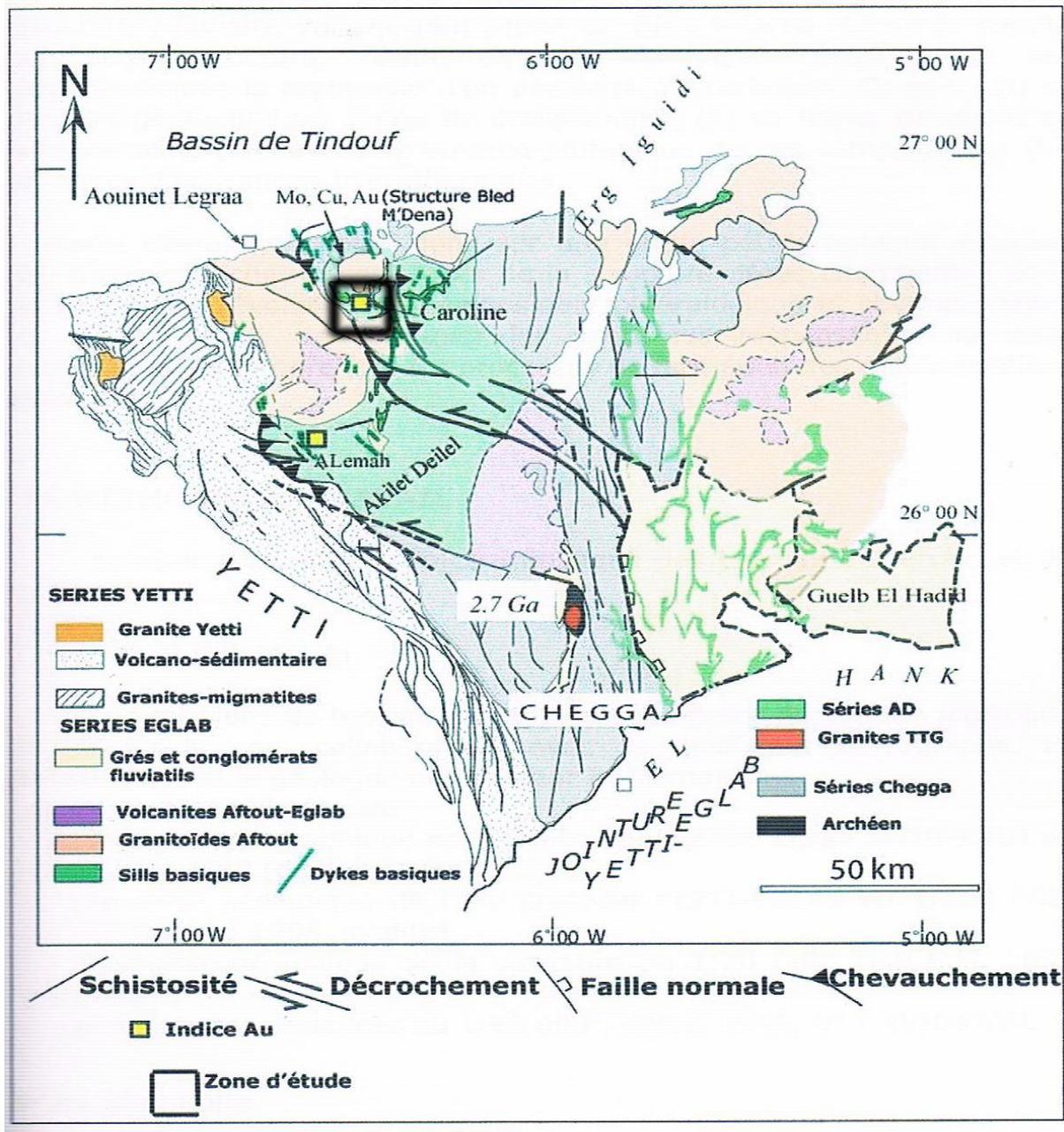


Fig.5 : Schéma géologique et structural de la zone de jointure Yetti-Eglab avec la zone d'étude encadrée (Mahdjoub, 2007) (modifiée).

II.1.1. Cadre Géologique et structurale de Bled M'Dena

La région de Bled M'Dena fait partie de la jointure Yetti-Eglab où affleure les granitoïdes rattachés au pluton Aftout (**Fig.5**). En se référant à la carte géologique d'Aouinet Bel Legraa au 1/200000^{ème} (**fig.6**), Bled M'Dena est bordée à l'Est et à l'Ouest par deux accidents transpressifs subverticaux et se trouvent en contact avec les formations suivantes (Benramdane, 2007) :

- Au Nord, les granites à biotite de type Aftout, d'affinité calco-alkaline (in Lagraa, 2014) ;
- A l'Ouest, un ensemble à faciès granito-gneissiques, ils sont attribués à la série Chegga.
- Au Sud, des arkoses recristallisées et des volcanites acides rattachées à la série volcano-sédimentaire « biriminienne » d'Akilet Deilel
- Et à l'Est par des granitoïdes représentés par des granites de teinte rouge à rose.

II.1.1.2.Géologie de l'indice d'Or Caroline

Le filon de « Caroline » atteint les 30 mètres de long, sur un mètre d'épaisseur d'orientation ENE-WSW. Il est formé par du quartz gris claire à gris sombre dont la granulométrie est variée de microcristalline compacte ou grossièrement cristalline.

Au Nord et à l'Est du filon de quartz de « Caroline » affleure les dépôts arkosiques et volcanites recristallisées rattachés à la série Akilet Deilel caractérisé par des granites roses, des microgranites, des syénites, et la série de chegga ;

A l'Ouest par le granite de Chegga et plus loin les roches plutoniques de type Chegga, et au Sud-Est par les roches de type dioritique en dyke et en sill d'âge non déterminé

(Fig.6 :).

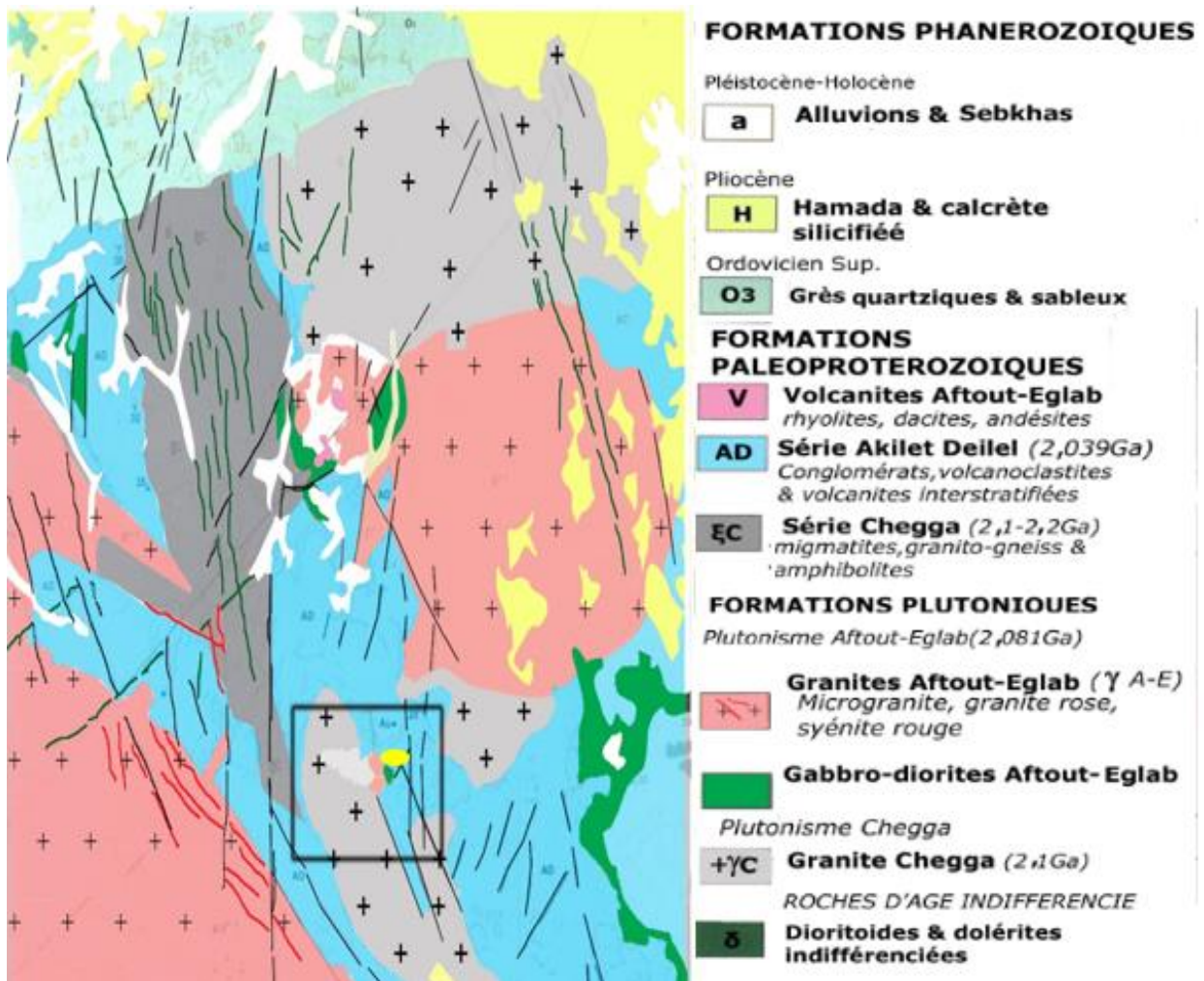


Fig.6 : Carte géologique de la région de Bled M'Dena (extraite de la carte géologique d'Aouinet Bel Legraa à 1/200 000 : Benramdane et al. 2003) avec le secteur d'étude encadré.

Chapitre III : Etudes pétrographiques

III. Introduction

Notre étude pétrographique est axée sur une dizaine de roche confectionnée au laboratoire du département des Sciences de la Terre à l'Université d'Oran 2. Ces dernières correspondent à des roches collectées dans le secteur d'étude « Indice Caroline » dans la zone de jointure Yetti-Eglab en particulier dans la région de Bled M'Dena.

Cette étude a pour objectif de mettre l'accent sur l'identification des faciès et la caractérisation des minéraux primaires et secondaires. **(Fig. 7 :)**.

Avant d'aborder l'examen microscopique, nous allons d'abord présenter l'aspect (caractère) macroscopique de ces différentes roches, considérées comme encaissant de la minéralisation aurifère.

III.1. Etude macroscopique et microscopique

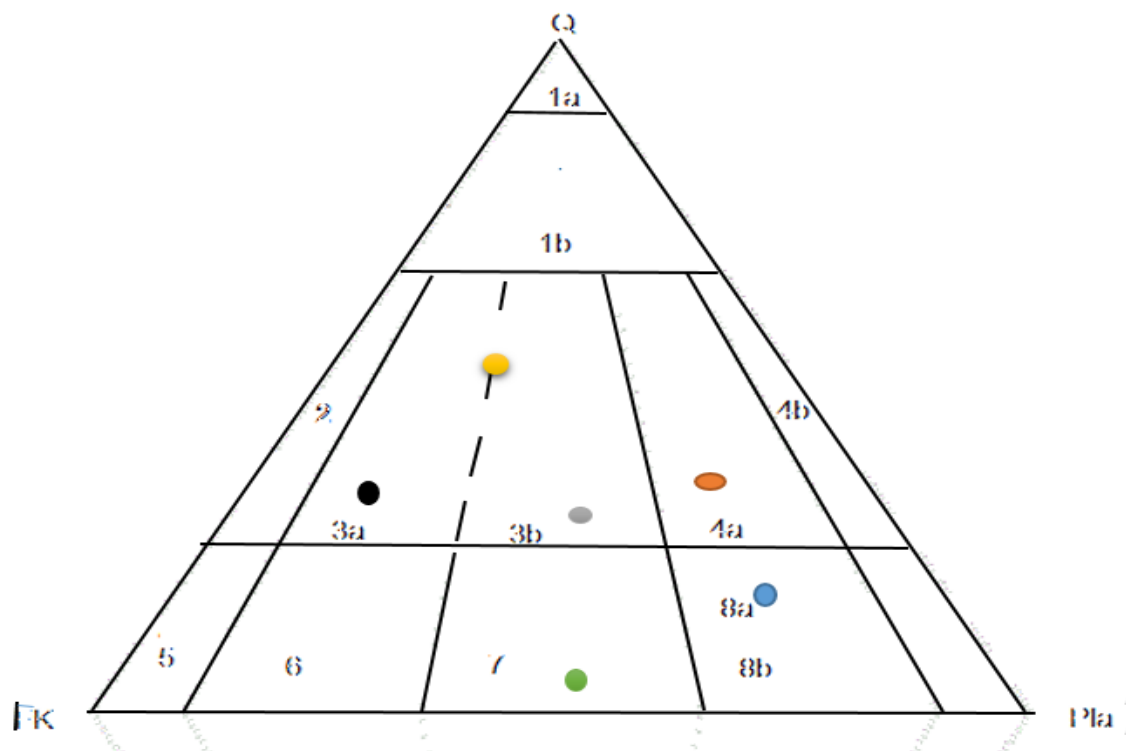


Fig. 7 : Position des roches magmatiques de l'indice Caroline dans le diagramme triangulaire de Streckeisen (1976).

- : Granodiorite ; ● Monzodiorite ; ● Monzonite ; ● Syénogranite
- Monzogranite ; ● Granite.

- **Granodiorite (échantillon 21)**

A l'œil nu, la roche présente une couleur rougeâtre très compacte. Elle présente des taches noires correspondent. Cette dernière est leucocrate et holocristalline, la forme des minéraux est automorphe à xénomorphe. Tandis que la taille des grains est moyenne entre 1 à 5 mm. Il s'agirait d'une granodiorite, mais à partir de l'analyse microscopique nous en saurons plus sur la composition minéralogique de cette roche.



Echantillon d'une granodiorite

L'examen microscopique de la lame mince relève que la roche montre globalement une texture grenue porphyroïde dans laquelle on observe des porphyres de plagioclases, de la biotite, des feldspaths et quartz. En outre la lame présente également de la chlorite, de l'épidote et des minéraux opaques.

Les plagioclases correspondent à la phase minérale la plus abondante dans cette roche, avoisinant les 30 à 35% et apparaissent en tablettes automorphes. Ils sont incolores, avec un relief faible. Les plagioclases sont épidotisés. Certains plagioclases présentent en lumière naturelle un aspect trouble légèrement brunâtre probablement de la kaolinite. Par contre les macles polysynthétiques sont souvent visibles accompagnées d'une biréfringence faible présentant une teinte gris blanchâtre.

Les feldspaths alcalins atteignent un taux de 25% dans la roche. Ces derniers se présentent en prismes automorphes. Ils sont incolores avec un relief faible. En outre nous observons une biréfringence faible grise à blanchâtre du 1^{er} ordre. L'altération qui

attaque feldspaths est de type kaolinite qui laisse apparaître la macle de Carlsbad, elle s'opère en donnant des feldspaths alcalins ayant un aspect marron sale.

Les biotites peu abondantes au sein de la lame avec une minéralogie de 2%. Ces biotites ont un pléochroïsme normale avec un relief moyen et sont caractérisées par une couleur brunâtre à verdâtre contenant des inclusions de minéraux opaques.

Certaines biotites présentent une biréfringence élevée du 2^{ème} qui est masquées par la couleur brunâtre du minéral.

En ce qui concerne le quartz il forme environ 20% de la roche, idiomorphe à hypidiomorphe remplissent les espaces entre les plagioclases. Il est incolore et limpide avec un relief faible, caractérisé par une biréfringence à blanche du 1^{er} ordre grisâtre accompagné d'une extinction roulante. Le quartz comporte des inclusions d'apatite, qui présentent des reliefs forts avec des teintes gris blanchâtres.

Les minéraux opaques peut abondant ont une composition envoisnant les 10% de la roche, idiomorphes à hypidiomorphes se trouvant souvent inclus dans le quartz et les plagioclases. Nous notons également la présence d'hématite presque brun rougeâtre avec un pléochroïsme net.

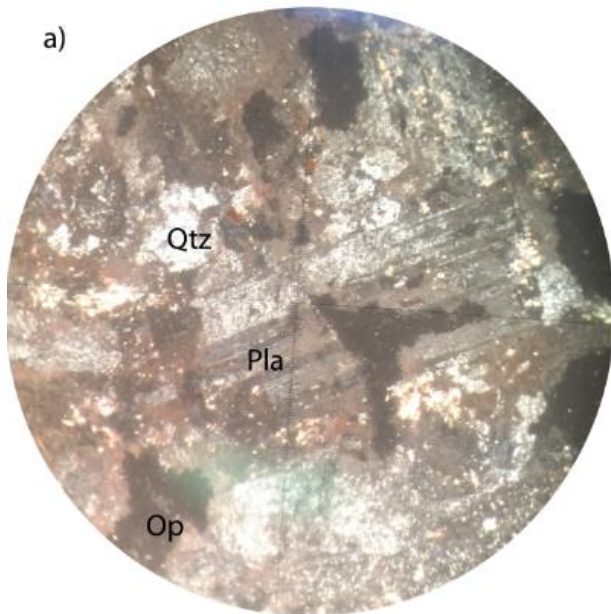
La paragenèse secondaire est caractérisée par la présence des épidotes associées à la chlorite. Ces épidotes faiblement colorées, parfois teintée de jaune verdâtre avec un relief fort. Accompagnée d'une extinction oblique avec une teinte de polarisation du manteau d'arlequin qui pourrait être de la pistachte ou de la clinozoïsite.

Par ailleurs, les chlorites qui accompagnent les clinozoïsite sont incolores à verdâtres avec un clivage unique et renferme des inclusions d'opaques. Les chlorites sont caractérisés par une biréfringence très faible anormale violacée du 1^{er} ordre avec une extinction presque droite. Ainsi, les épidotes, la chlorite et la calcite sont les produits de l'altération des ferromagnésiens qui existent théoriquement dans la granodiorite.

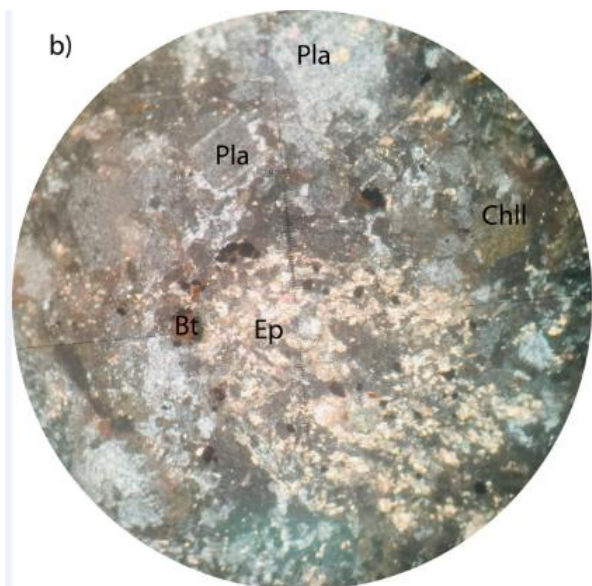
Ordre de cristallisation

La chronologie de la cristallisation s'effectue comme suit :

Minéraux Opaques → Plagioclase → Biotite → Feldspaths alcalin → Quartz.



Granodiorite montrant du plagioclase
attaqué par l'épidote avec des
macles peu visible du à l'altération
Pla: Plagioclase
Qtz: Quartz
Op: Oxydes opaques
L.P.Ax10 50µm



Granodiorite montrant de l'épidote qui envahissent
plagioclases, de la biotite et de la chlorite
Bt: Biotite
Ep: Epidote
Chl: Chlorite
L.P.Ax10 50µm

Planche 1 (échantillon 21) : Faciès granodiorite à texture grenue porphyroïde

- **Monzodiorite échantillon 10**

L'examen macroscopique de cette roche mélanocrate relève qu'elle est de couleur grise à brunâtre. Elle est massive et dure. Il est difficile d'identifier les minéraux à l'œil mais l'étude microscopique nous donnera plus d'informations.



Echantillon d'une monzodiorite

L'examen microscopique de la roche nous montre une texture ophitique à subophitique, caractérisés par des tablettes de plagioclases allongés et disposés, de la muscovite, des minéraux opaques et très peu de quartz.

Les plagioclases forment environ 80% de la composition minéralogique de cette roche. Ils apparaissent en baguettes idiomorphes jointif correspondant à des microlites orientés.

Ces plagioclases présentent un aspect trouble, caractérisé par un relief faible et contenant des inclusions d'oxydes opaques.

Les plagioclases sont attaqués par une altération de type calcite qui sont présent au cœur et en bordures de ce derniers, d'où la calcification.

Les muscovites incolore et limpide, elles sont moins abondantes (4 à 5%) de la roche. Elles apparaissent souvent en baguettes allongés et présentent une teinte de polarisation du 2eme ordre.

Par contre les Oxydes opaques de type magnétite avec une teinte gris acier, estimés entre (7 à 8%) de la roche idiomorphes à hypidiomormes et sont fréquents en inclusions dans les plagioclases.

Ordre de cristallisation

Les descriptions pétrographiques qui ont précédé ont relevé une chronologie de cristallisation qui se présente comme suit :

Minéraux opaques → Plagioclase → Muscovite → Quartz.

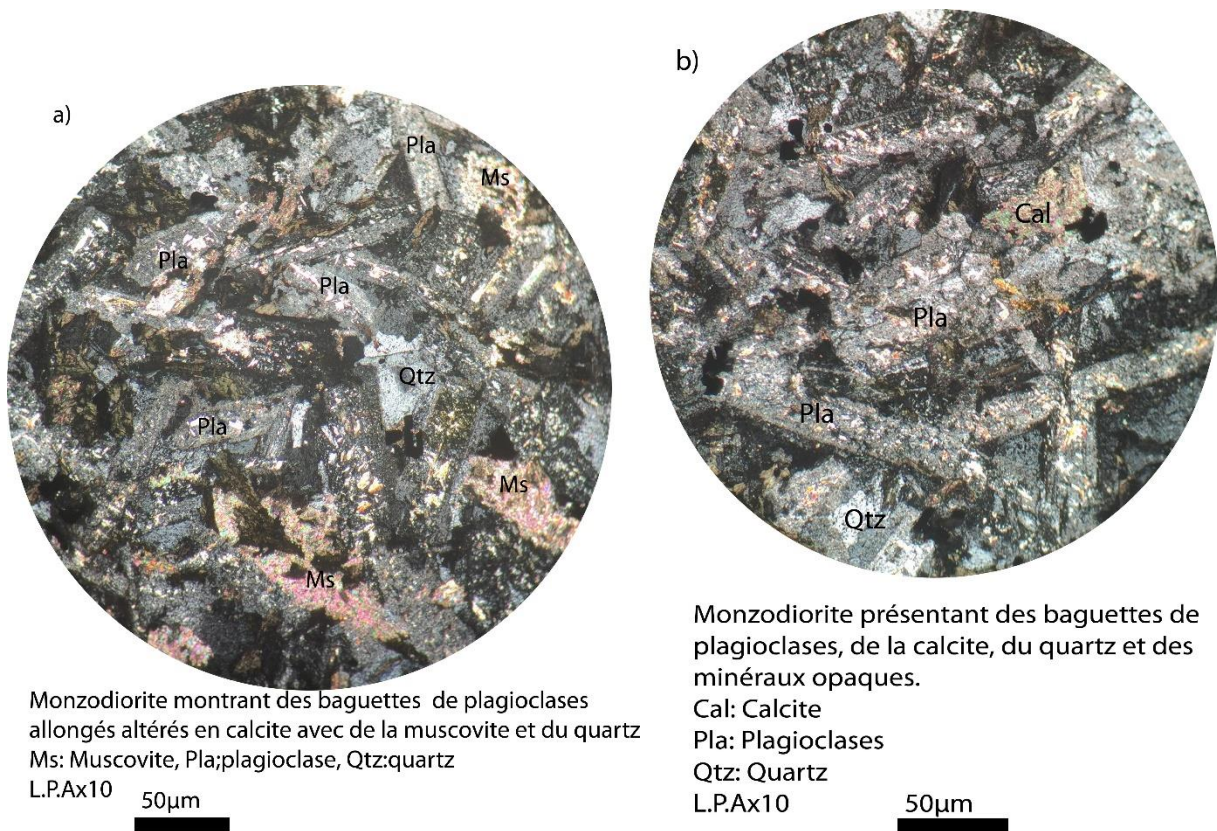


Planche 2 (échantillon 10) : Faciès d'un monzodiorite de texture ophitique à subophique.

- **Andésite (échantillon 14)**

A l'œil nu, la roche est d'une couleur sombre verdâtre et massive. Cependant, il est presque impossible d'identifier les minéraux macroscopiquement. Cependant cette étude sera plus détaillée ci-dessous.



Echantillon d'une andésite

En lame mince, de cette andésite est caractérisée par une texture microlitique porphyrique. La composition minéralogique présente une dominance des phénocristaux d'amphibole essentiellement de l'hornblende brune, des pyroxènes (clinopyroxènes et orthopyroxènes), des feldspaths orthoses qui baignent dans une matrice amorphe.

Considérer comme minéraux les plus abondants, les amphiboles dépassent 35% du volume totale de la roche. Ces amphibole de types hornblende brune se présentent sous formes de prismes, parfois en petites baguettes ou losangique ayant une forme automorphe. Les hornblendes vertes présentent une teinte verdâtre avec un clivage 60° et accompagné par la macle en h, cependant ces amphiboles s'altèrent en chlorite.

Les feldspaths moyennement abondant représentés par l'orthose, ce dernier se présent en prismes idiomorphes incolore avec macle simple Carlsbad.

Dans la matrice, en lattes les plagioclases sont faibles en composition de la roche. Ils sont souvent caractérisés par des zonations présentent de petites inclusions minéraux opaques.

Les pyroxènes ont une composition minéralogique estimé à peu près à 5% ainsi, nous avons :

Les clinopyroxènes qui constituent environ 2% de la roche, Ils se présentent en prismes idiomorphes et présentent des teintes du 2^{ème} ordre jaune orangé et une extinction oblique

Cependant, les orthopyroxènes se présentent en cristaux faiblement coloré avec un léger pléochroïsme vert clair. Ces orthopyroxènes présentent une extinction droite et polarise dans le gris clair 1^{er} ordre.

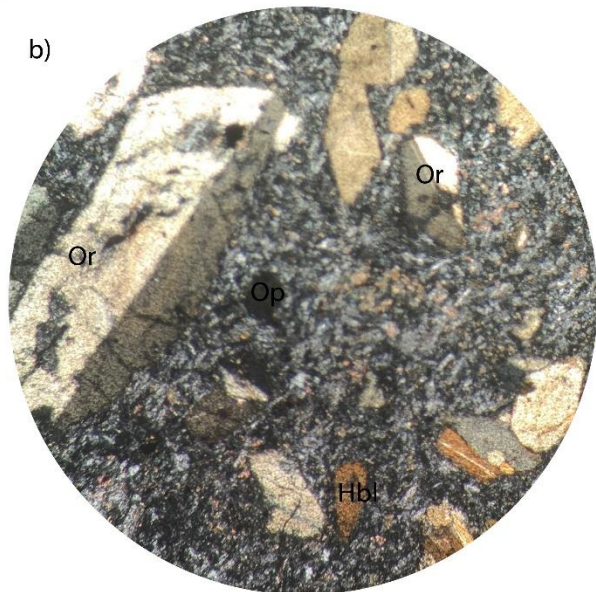
En ce qui concerne les minéraux opaques, ils sont idiomorphes a hypidiomorphes se trouve en inclusions dans les hornblendes brunes.

Le verre volcanique présent une couleur brunâtre en lumière naturelle, et polarise dans une teinte noirâtre où baignent les microlites et des phénocristaux.

Ordre de cristallisation

La succession des phases minérales représentatives s'établie comme suite :

Minéraux opaques → Pyroxène → Amphibole → Feldspaths alcalins.



Andésite montrant de l'orthose avec la
 macle de carslbad et des amphipoles
 Or:Orthose
 Op: Oxydes opaques
 L.P.Ax10
 50µm

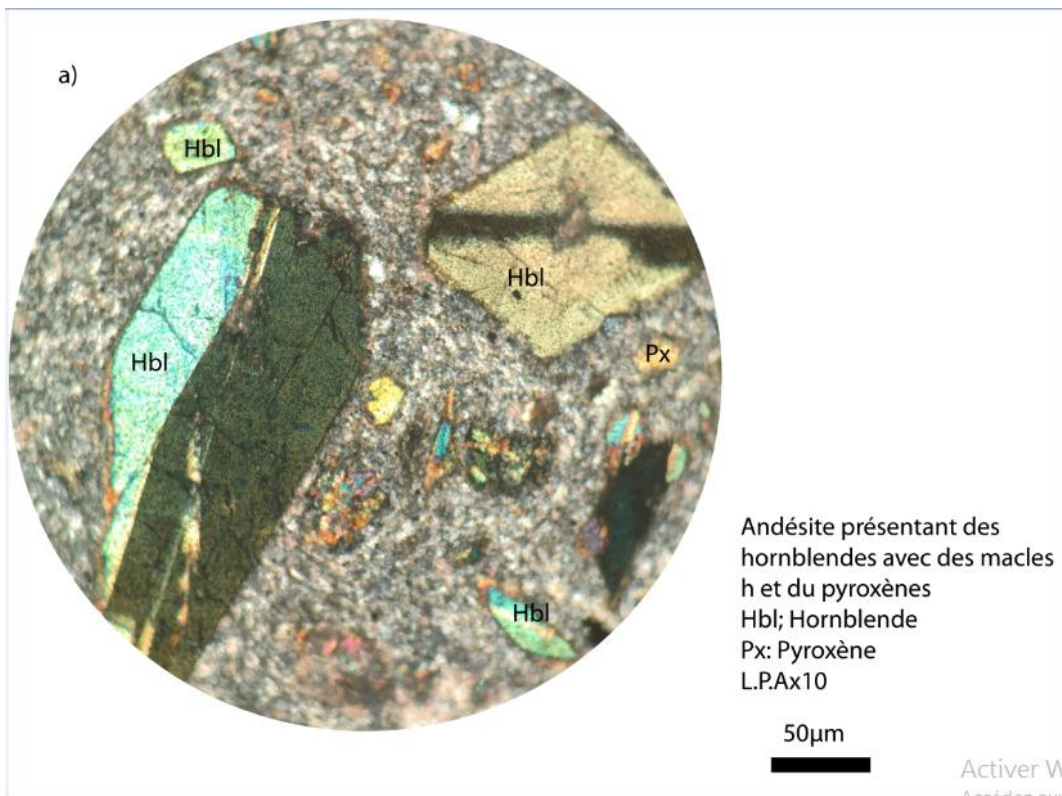


Planche 3 (échantillon 14): Faciès d'une andésite à texture microlitique porphyrique.

- **Monzonite (échantillon 18)**

Macroscopiquement, l'échantillon correspond à un monzonite présentant les mêmes caractéristiques que l'échantillon 18. Elle présente une couleur rougeâtre très compacte. Elle présente des taches noires. L'analyse microscopique nous donnera plus d'informations sur cette roche.



Echantillon d'une monzonite

Microscopiquement la roche présente une texture grenue porphyroïde avec des porphyres de feldspaths, du quartz, du chlorite, des minéraux opaques.

Les feldspaths alcalins constituent la majeure partie de la roche avec une teneur de (40 à 45%). Ces feldspaths sont idiomorphes à hypidiomorphes avec un relief faible et un aspect trouble, de teinte brunâtre du probablement à l'altération type kaolinite qui lui confère cet aspect sale, Les macles à peine visible ceci est causé par l'altération.

Le quartz représente une composition minéralogique de 3% incolore, limpide et xénomorphe avec un relief faible, le quartz polarise dans une teinte banche grisâtre avec une extinction roulante. Ces quartz comportent des inclusions minéraux opaques et remplissent les espaces de la roches et est interstitielle.

Les plagioclases disposés en plaquettes, avec une proportion moyenne de (35%), avec une teinte de polarisation gris blanchâtre et altérés en calcite. Les macles de ces plagioclases sont plus ou moins visible qui laisse apparaitre la calcitication.

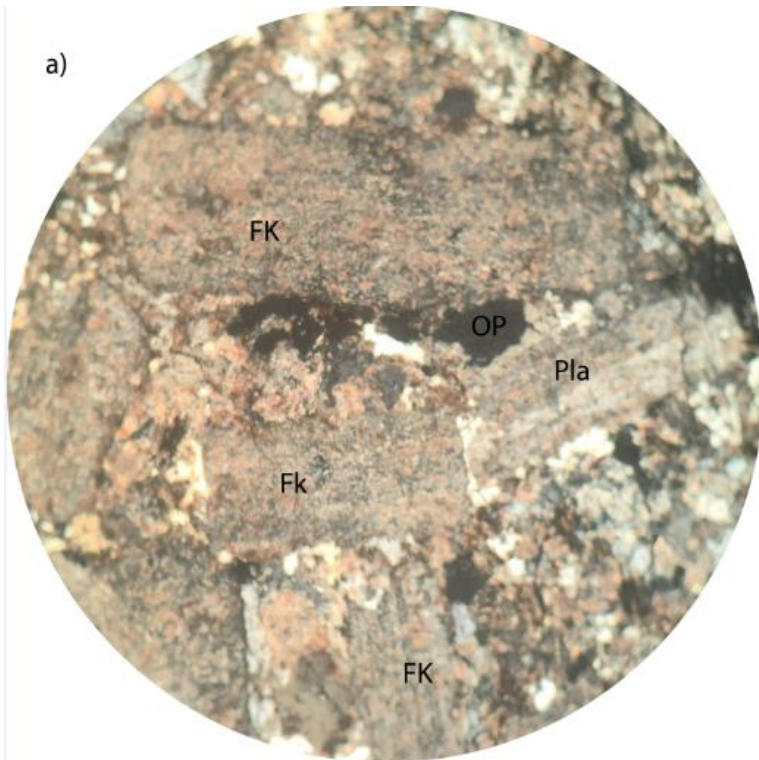
Les Chlorites présent sur la lame mine sont incolore à verdâtre ayant une extinction droite et d'une biréfringence faible du 1^{er} ordre.

Les minéraux opaques sont idiomorphes à hypidiomorphes et souvent arrondis, on les retrouve préférentiellement en inclusions dans les feldspaths, les chlorites et également dans le quartz.

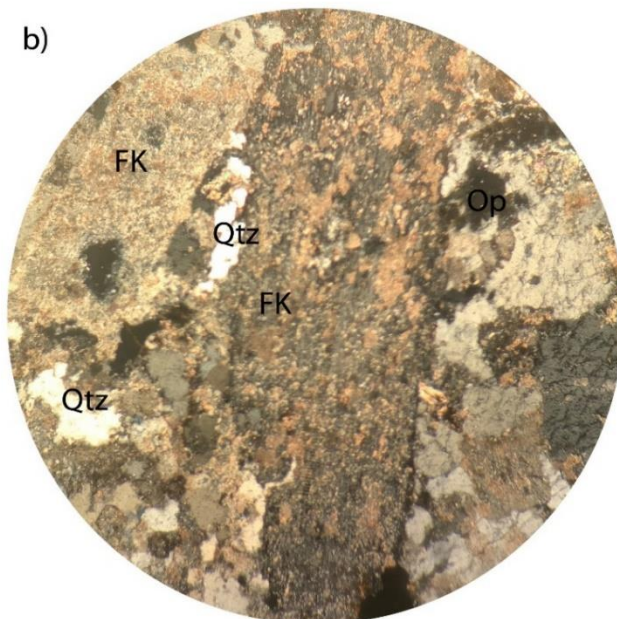
Ordre de cristallisation

Après une reconstitution des phases minéralogiques et l'analyse microscopique, nous pouvons ainsi établir une chronologie de la cristallisation qui s'effectue comme suit :

Les minéraux Opaques → plagioclases → Feldspaths alcalins → Quartz.



Monzonite montrant des porphyres de feldspaths alcalins et des plagioclases
 FK: Feldspaths
 Op: Oxydes Opaques
 Pla; Plagioclase
 L.P.Ax10 50um



Monzonite montrant des feldspaths altérés en kaolinite
 Qtz: Quartz
 L.P.Ax10 50um

Planche 4 :(échantillon18) Faciès d'une monzonite texture grenue porphyroïde.

- **Monzogranite (échantillon 15)**

A l'œil nu cette granitoïde présente une couleur brun rougeâtre, caractérisée par des craquelures et des cristaux de quartz qui sont les seuls minéraux visibles à l'œil nu. L'étude microscopique nous donnera une idée plus sur la composition minéralogique de cette roche



Aspect macroscopique d'un monzogranite

En lame mince, la roche montre une texture grenue porphyroïde caractérisée par des porphyres de plagioclases allongés, de biotite, de quartz et des minéraux accessoires tels que le zircon et quelques minéraux opaques.

Cependant les plagioclases sont les minéraux les plus abondants dans la roche. L'estimation des plagioclases est estimée à 40%, ils sont souvent caractérisés par des zonations.

Disposés en tablettes allongées avec un relief faible, ces plagioclases sont idiomorphes à hypidiomorphes. Les plagioclases reconnaissables aux macles de l'albite polysynthétiques polarisent dans le gris blanc 1^{er} ordre. Ils sont altérés en calcite et présentent des inclusions d'apatite.

Les biotites très peu abondantes avec près de 2% dans la roche, elles sont allongées en baguettes et présentent une coloration intense en marron avec des clivages uniques et s'altère en chlorite.

Le quartz est également recensé sur la lame mince mais ils constituent une composition avoisinant les 10%, il est incolore et xénomorphe, présentant une extinction roulante et polarise dans le gris clair du 1^{er} ordre. Le quartz est interstitiel.

L'épidote représente la paragenèse secondaire, elles sont allongées et hypidiomorphe en lumière polarisée avec une teinte jaune verdâtre présentant une extinction droite et altère souvent les plagioclases.

Les zircons sont incolore, arrondis avec un relief fort et une biréfringence élevée du 2^{ème} ordre et 3^{ème} ordre. Ils sont inclus dans les biotites.

Quant aux minéraux opaques sont idiomorphes à hypidiomorphe, et sont fréquents en inclusions dans les plagioclases.

Les apatites en inclusion dans les plagioclases, forment des prismes trapus. Ces dernières possèdent des teintes de polarisation dans les blanc-gris du 1^{er} ordre.

Ordre de Cristallisation

Pour ce faciès, l'ordre de cristallisation des composants de la paragenèse magmatique se résumera comme suit

Zircon → Apatite → minéraux opaques → Biotites → Plagioclases → Quartz.

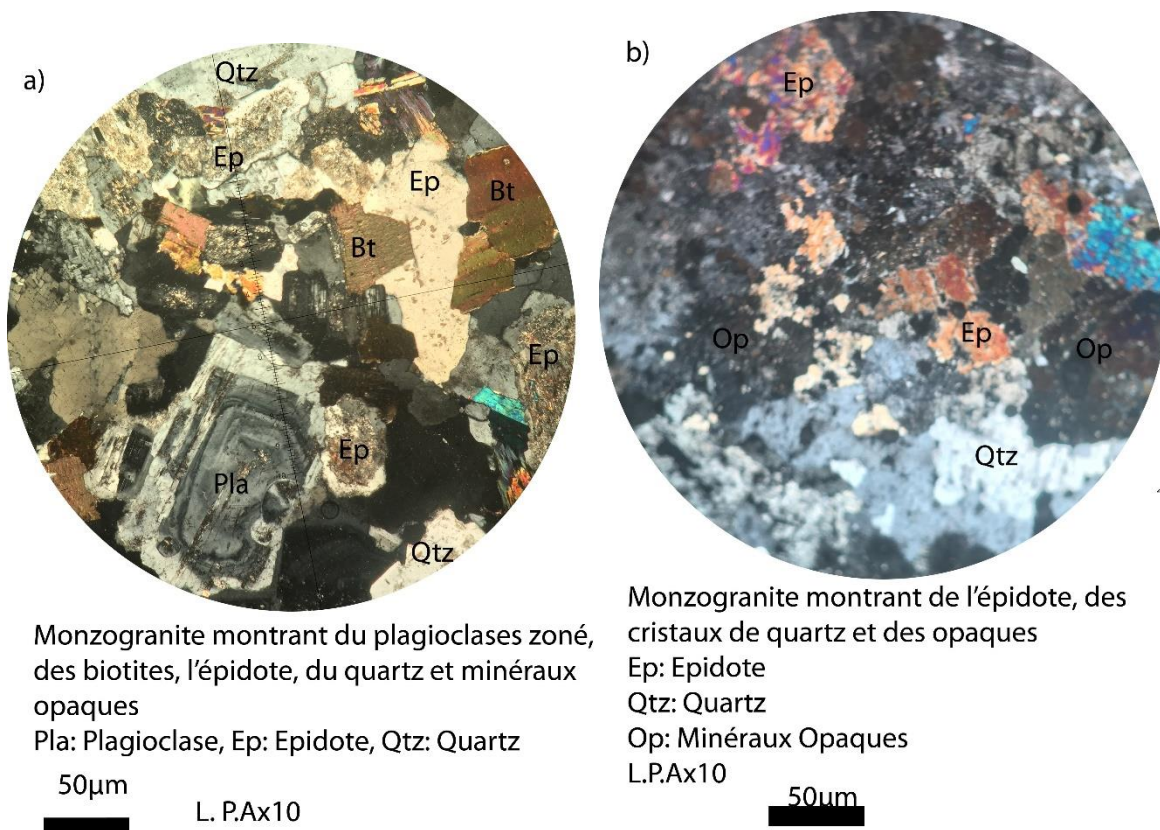


Planche 5 : Faciès d'une monzogranite à texture grenue porphyroïde.

- **Granite (échantillon 19)**

Macroscopiquement la roche présente une texture grenue, de couleur blanchâtre (hololeucocrate) avec un aspect sale. Elle est compacte et présente des plagioclases visibles avec très peu de quartz dû à l'altération météorique, nous pouvons également observer une enclave mélanocrate (probablement basique) noirâtre.



Aspect macroscopique d'un granite

L'examen microscopique de cette roche montre une texture grenue porphyroïde, présentant des minéraux jointifs caractérisés par des plagioclases prismatiques, des feldspaths alcalins, du quartz on peut également observés de la tourmaline.

Les plagioclases en tablettes sont abondants et représentent plus de 6%, ils sont incolores et automorphes caractérisés par des cristaux d'opaques disséminés. Ces plagioclases sont caractérisés par des macles de type albite très fines et également la double macle. Avec une polarisation gris blanchâtre, les plagioclases sont envahi par la calcite une altération de typique des plagioclases.

Le feldspath alcalin peu abondant représente 45% de la roche, très opacifiés par l'altération kaolinite. Cette dernière donne aux cristaux de feldspaths la teinte marron, poussiéreuse. Ils sont exclusivement représentés par l'orthose, celle-ci cristallise sous des formes idiomorphes à hypidiomorphes. Les macles sont à peine visibles.

La tourmaline est assez abondante, elles regroupées agrégats radiés dits ("soleil de tourmaline"), elle polarise dans les teintes jaune brunâtre présentant une extinction oblique. La présence de cette tourmaline nous permet d'énoncé que nous sommes dans un contexte aurifère. Elle est le produit d'altération des feldspaths alcalins.

Le quartz correspond à environ 10%, incolore et xénomorphe avec un relief faible il est caractérisé par des inclusions minéraux opaques. Le quartz est également interstitiel et présente une polarisation grise blanc-noir avec une extinction roulante.

Les minéraux opaques sont peu abondants dans la roche, ils sont automorphe et souvent arrondis et inclus dans les plagioclases et disséminés dans la roche.

Ordre de cristallisation

L'ordre de cristallisation s'effectue comme suit :

Minéraux Opaques → Plagioclases → Feldspaths (alcalins) → Quartz.

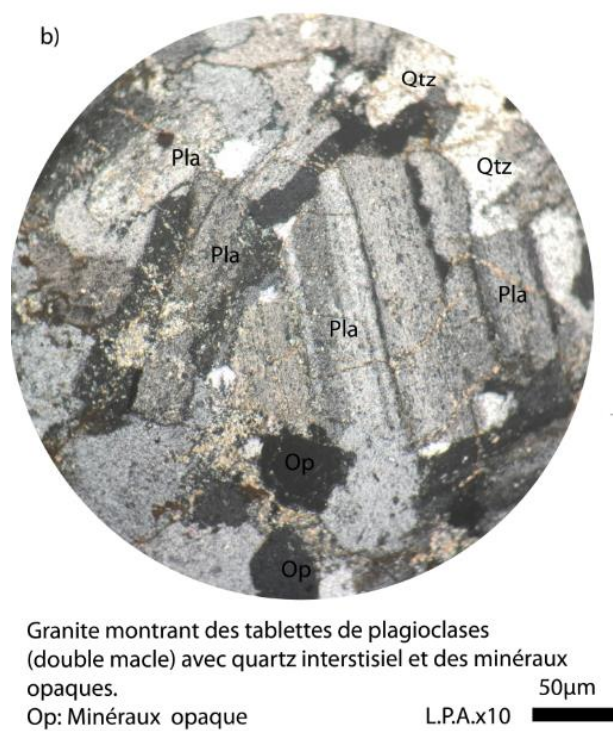
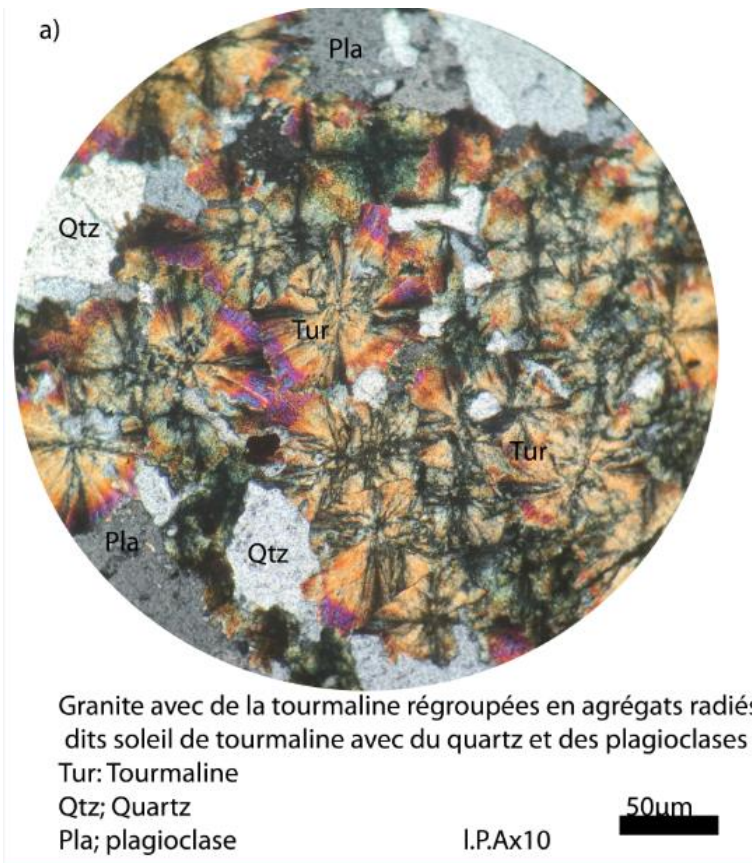


Planche 6 (échantillon 19): Faciès d'un granite à texture grenue porphyroïde

- **Brèche volcanique (échantillon 13)**

Macroscopiquement, la roche correspondrait à une brèche volcanique, Caractérisée par une couleur gris sombre avec des éléments anguleux atteignant les (03 cm). Cependant aucun minérale n'est visible à l'œil nu.



Aspect macroscopique d'une brèche volcanique

L'étude microscopique de la brèche volcanique présente une texture microlitique qui est composée essentiellement par de la calcite, du plagioclase, du quartz et du verre volcanique où baignent des minéraux de forme losangique, il s'agit d'amphiboles type (hornblende brune) et des minéraux opaques.

La calcite occupe plus de 85% en composition minéralogique de la roche. La présence de cette calcitisation est due à une importante altération qu'a subie cette brèche.

La calcite est incolore avec une couleur brun jaunâtre avec un relief et un pléochroïsme faible. De part et d'autre les macles sont fréquentes et souvent entrecroisées avec des inclusions de quartz au sein de cette calcite.

Les amphiboles identifiées comme des hornblendes brunes, elles occupent la majeure partie du verre volcanique, idiomorphes disposés en lattes losangique avec un relief moyen caractérisées par des clivages conjugués à 60°.

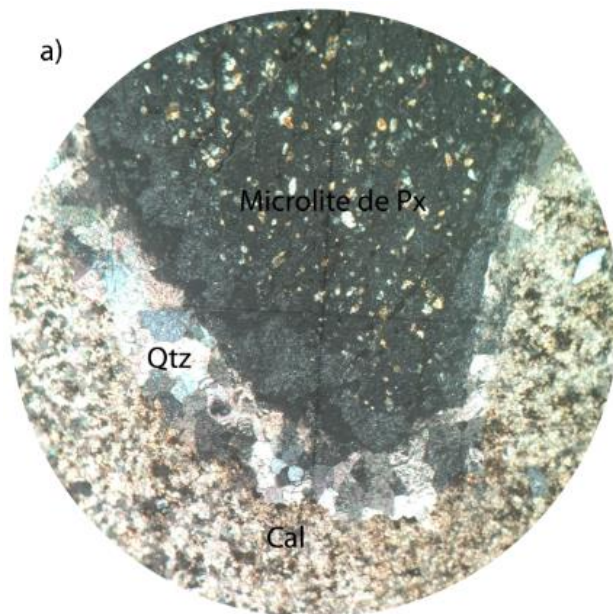
Les hornblendes brunes très ceinturées par une gaine de minéraux opaques, cependant elles présentent une biréfringence élevée jaune orangé et polarise dans du 2^{ème} ordre.

Quant aux plagioclases très peu abondants, atteignant approximativement les 10%, incolore et idiomorphes, les plagioclases s'altèrent en calcite. Ils polarisent dans les teintes gris blanchâtres avec des macles polysynthétiques.

Avec une minéralogie inférieure à 7%, le quartz est idiomorphes, arrondis et limpide. Ils présentent une extinction roulante et polarisation faible.

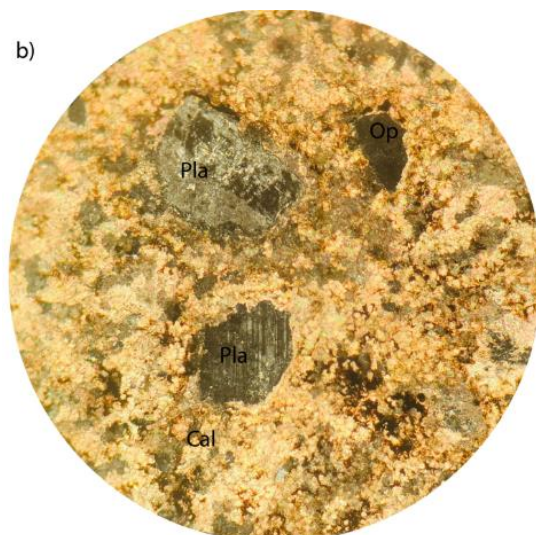
Le verre volcanique ou baigne des minéraux losangiques, le verre volcanique présente une couleur marron brunâtre en lumière naturelle et polarise dans une teinte noirâtre avec des amphiboles qui y baignent.

Les minéraux opaques très nombreux et très fréquents dans le verre volcanique, automorphes et souvent arrondis, ces derniers se trouvent inclus dans le quartz les plagioclases et amphiboles.



Brèche volcanique altérée en calcite
 accompagnée par des microlites de pyroxènes
 qui baignent dans la matrice.

Qtz: Quartz
 Px: Pyroxène
 Cal: Calcite
 L.P.Ax 10 50µm



Brèche volcanique qui présente des plagioclases avec la macle Albite
 complètement attaqués par la calcite.

Pla: plagioclase
 Cal: Calcite
 Op: Minéraux opaque
 L.P.A.x10 50µm

Planche 7 (échantillon): Faciès d'une breche volcanique à texture microlitique.

- **Rhyolite (échantillon 12)**

La rhyolite est une roche volcanique très compacte de couleur rose hétérocristalline, d'une texture microlitique porphyroïde constituée d'éléments anguleux souvent arrondis essentiellement constitué de feldspaths potassiques et quelque quartz inférieur à 1mm. L'examen microscopique nous donnera plus de détails sur la composition minéralogique.



Aspect macroscopique d'une rhyolite

Du point de vue microscopique, cette roche renferme des phénocristaux de feldspaths potassique de plagioclases, des cristaux de quartz, des opaques dessinant ainsi une texture microlitique porphyroïde.

Disposés en prismes automorphes, complètement attaqué par la kaolinite. Les feldspaths sont caractérisés par un aspect sale poussiéreux dû à argilisation atteignant 32% de la roche.

Les feldspaths présentent une teinte légèrement brunâtre avec des macles qui sont identifiables à cause de l'altération et comportent des inclusions de quartz et avec des minéraux opaques.

Très peu abondant (11%), les plagioclases sont attaqués par la calcite. Les macles polysynthétiques sont presque visibles, ils polarisent dans les teintes du gris blanc du 1^{er} ordre mais apparaissent souvent en jaune pâle.

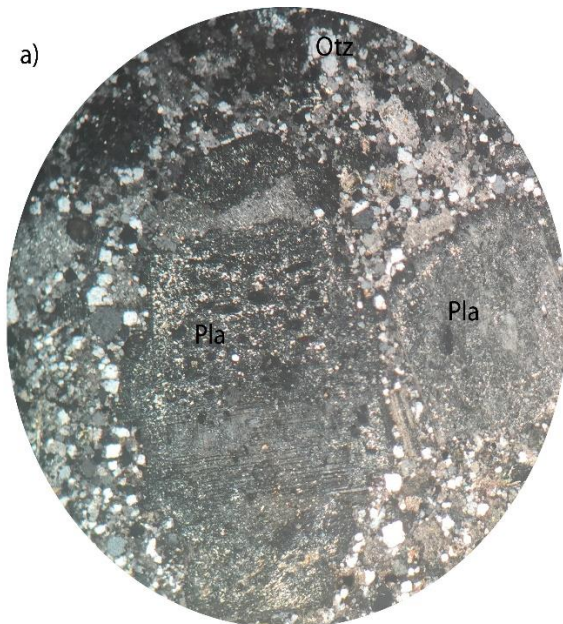
Le quartz est automorphes à subautomorphe et constituent 20% de la roche. Ils présentent un relief faible et comportent des inclusions d'oxydes opaques.

Les minéraux opaques présentent une section idiomorphes mais souvent arrondis et sont en inclusions dans les feldspaths.

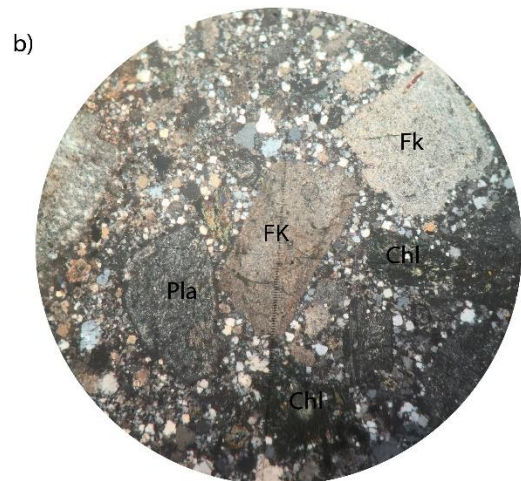
Ordre de cristallisation

L'ordre de cristallisation s'annonce comme suit :

Minéraux opaques → Plagioclases → Feldspaths → Quartz.



Rhyolite présentant des plagioclases épidotisés avec la macle albite et des microcristaux de quartzs
L.P.Ax10 50µm



Rhyolite présentant des feldspaths altérés et des amphiboles complètement chloritisées avec des microcristaux de quartzs
L.P..A x10
Fk: Feldspahts
Pla: Plagioclase 50µm
Chl: Chlorite

Planche 8 (échantillon 12): Faciès d'une rhyolite à texture microlitique porphyroïde.

- **Monzogranite (échantillon 11)**

Macroscopiquement la roche présente une texture grenue à minéraux est un monzogranite de couleur rose claire, massive et compacte qui présente des minéraux de dimensions inférieur à 1mm à l'œil nu. On peut notamment que le quartz a partir des études microscopique.



Aspect macroscopique d'un monzogranite

De texture microscopique cette roche présente du quartz, des feldspaths et des minéraux opaques.

Très abondant le quartz atteint plus de 50% de la roche incolore et limpide avec des sections xénomorphes et un relief faible, le quartz polarise dans le gris blanchâtre présentant une extinction roulante. Ils sont inclus dans les feldspaths.

Egalement important dans la roche (40%), les feldspaths sont altérés.

Les plagioclases représentent une phase minéralogique importante apparaissent en prismes idiomorphes avec un relief faible à moyen les traces d'altérations sont également présentent.

Ces plagioclases présentent des macles fines correspondant à celle de l'albite contenant des inclusions de fines paillettes de micas, il s'agit de la damourite ou saussurite et polarise dans le gris blanchâtre 1^{er} ordre.

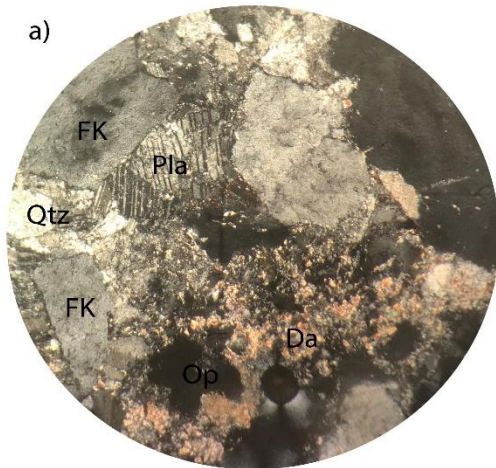
Les minéraux opaques en faible quantité présentent des sections idiomorphes.

En ce qui concerne les apatites ils sont incolore et limpide disposés sur les plagioclases en petites prismes accompagné d'une teinte gris blanc.

Ordre de cristallisation

L'ordre de cristallisation de ce monzogranite se présente ci-dessous

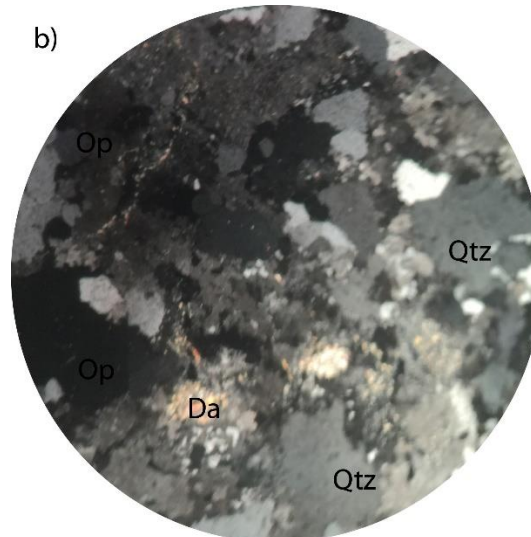
Apatite → minéraux opaques → Plagioclase → Quartz



Monzogranite montrant du plagioclases damouritisé avec des macles macles type albite du qrtz et des minéraux opaques.

Da: Damorite
Pla: Plagioclase
FK: Feldspaths
Op: Minéraux opaques
L.P.A.x10

50µm



Monzogranite présentant des cristaux de quartz du plagioclases damouritisé

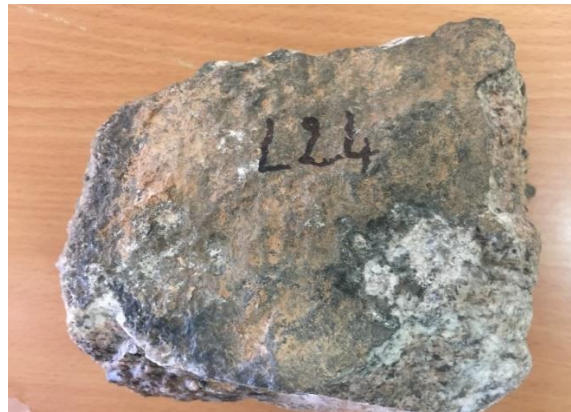
Qtz: quartz
Op: Minéraux opaques.
L.P.Ax10

50µm

Planche 9(échantillon 11) : Faciès d'un monzogranite Texture grenue

- **Syènogranite (échantillon 24)**

Macroscopiquement, cette roche présente une texture grenue porphyroïde, elle est très massive avec une couleur gris-claire à gris sombre hololeucocrate, des minéraux composés de forme automorphe à allotriomorphe et de taille moyenne. Comme minéraux visible à l'œil nous pouvons citer le quartz.



Aspect macroscopique d'une syènogranite

L'examen microscopique de la roche montre bien une texture grenue porphyroïde présentant des feldspaths orthose, des plagioclases, du quartz et des opaques.

Les plagioclases présentent une phase minérale peu abondante avoisinant les 10% de la roche. Ils apparaissent en porphyres idiomorphes avec des macles fines albite. Nous pouvons identifier également de petites inclusions d'épidote au sein des plagioclases.

Les feldspaths également peu abondant (25%), sont disposés en prismes idiomorphes et sont altérés par la calcite. Les macles sont pas visibles dû à l'altération causée par la kaolinite qui leur donne aspect sale.

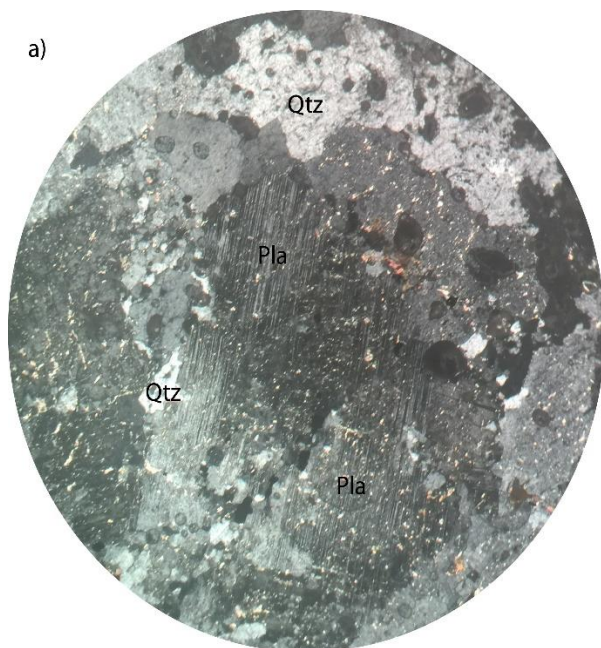
Le quartz présente une minéralogie assez importante allant jusqu'à 50% de la roche, le quartz sont xénomorphes et incolores caractérisés par une extinction roulante et polarise dans le gris blanc du 1^{er} ordre.

Les opaques sont idiomorphes à hypidiomorphes mais sont arrondis et se trouvent préférentiellement en inclusions dans les feldspaths.

Ordre de cristallisation

Elle s'effectue comme suite :

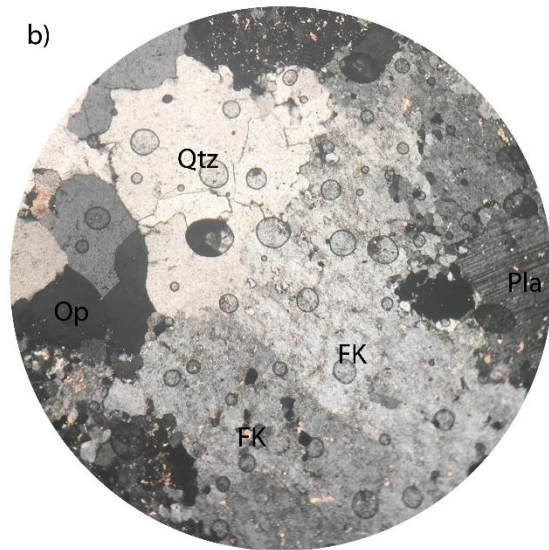
Minéraux opaques → Plagioclase → Feldspaths → quartz



Syénogranite à porphyre de plagioclase épidotisé (maclé Albite) accompagné de quartz interstitiel (xénomorphe).
 Pla: Plagioclase
 Qtz: Quartz

L.P.AX10

50µm



Syénogranite présentant des feldspaths avec du quartz xénomorphe et également du des plagioclases maclé albite

FK: Feldspaths
 Op: Qxydes Opaque
 L.P.Ax10

50µm

Planche 10 : Faciès Texture d'un syénogranite à grenue porphyroïde.

III.3. Typologie des altérations

L'étude des transformations des minéraux primaires des échantillons du secteur d'étude « Indice d'or Caroline » par les altérations hydrothermales est susceptible de nous fournir des indications sur la nature des altérations qui affectent les roches étudiés.

Ainsi comme altérations nous distinguons:

➤ **Altérations des feldspaths**

Les feldspaths ont subis plusieurs types de transformations parmi lesquelles nous pouvons citer :

- **Kaolinisation:** Cette altération correspond à un processus d'argilisation donnant aux feldspaths alcalins un aspect trouble et poussiéreux aux feldspaths
- **Epidotisation:** L'épidotisation correspond au degré extrême de la saussuritisation des plagioclases. Elle se traduit par le développement de grains dispersés d'épidotes.
- **Calcitisation:** Nous observons au sein de certains plagioclases l'apparition de petites plages irisées de calcite.
- **Damouritisation:** Cette altération est fréquente chez les plagioclases, elle conduit à l'apparition de damourite de petits fines micas blancs en paillettes souvent orientées.

➤ **Altérations des amphiboles**

Les amphiboles s'altèrent en chlorites:

- **Chloritisation:**

Celle-ci se manifeste sous différentes formes à savoir : en plaques xénomorphes en se superposant indifféremment aux minéraux primaires, en aiguilles, ou en veinules.

➤ **Altération siliceuse:**

Elle se manifeste dans certaines roches sous forme de fines veinules de quartz. Ces dernières sont engrenés et de forme amiboïde, incolore et limpide. A leur éponte, nous distinguons quelque opaque.

III.4.Conclusion

Au terme des nombreuses observations que nous avons effectuées sur l'ensemble des échantillons récoltés dans le secteur « d'étude Indice caroline », notre étude pétrographique nous aura permis de nous rendre compte de la complexité des altérations qui accompagnent ces roches (généralement magmatiques)

Cependant, en dépit d'un semblant d'uniformité aux paragenèses primaires qui les caractérisent ; il s'agit de granite, monzogranite, granodiorite, monzodiorite, syénogranite, monzonite etc.

Tous ces faciès ont montré des compositions minéralogiques à dominance de plagioclases, de feldspaths, quartz, de biotites et d'amphiboles.

Ainsi ces données nous ont permis de dégager deux types d'altérations auxquels correspondent les assemblages minéralogiques secondaires :

- Une altération diffuse : Celle-ci s'est développée sélectivement au sein même des minéraux primaires des faciès décrits, déstabilisés ces derniers ont subi des phénomènes de recristallisations ultérieures ou dominent : la calcite, l'épidote, la chlorite, l'argile et la damourite ;
- Une altération supergène (météorique) ce phénomène résulte de l'oxydation et l'hydrolyse des minéraux sulfurés primaires dans la partie supérieure du profil d'altération, circulent à travers les roches en empruntant les microfractures interminérales.

Chapitre IV : Présentation de la minéralisation

IV. Introduction

Les systèmes hydrothermaux correspondent à l'ensemble des processus qui redistribuent l'énergie et la masse via la circulation des fluides chauds et riches en eau (H₂O).

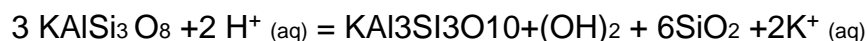
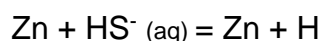
Les altérations hydrothermales sont des processus présent dans la plus part des gisements d'or qu'ils soient de type orogénique ou associés à des intrusions (Gosselin et al. 2007). Par conséquent, l'étude des altérations hydrothermales est un élément important dans la mise en évidence des dépôts et aussi dans la détermination des conditions physico-chimiques des fluides minéralisateurs (Brown, 1972).

IV.1. Définition de l'altération hydrothermale

Les altérations hydrothermales sont un métasomatisme chimique qui résulte d'un déséquilibre chimique entre la roche encaissante et le fluide hydrothermal (Beaudoin, 2006). On observe deux extrêmes :

- 1.1. Canalisé, d'extension locale et généralement discordant, généralement contrôlé par une porosité de fracture ;
- 1.2. Pervasif, souvent d'extension régionale, discordant ou concordant, résultat de la perméabilité de la roche encaissante.

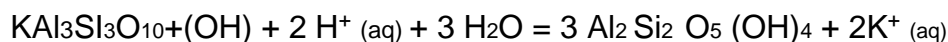
- **Réaction d'hydrolyse** : impliquent l'ion H⁻ la neutralisation de fluides acides et le lessivage des alcalis



Feldspaths-k

Séricite

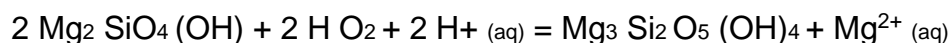
quartz



Séricite

Kaolinite

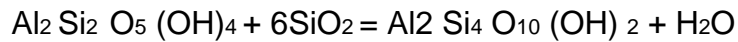
- **Réaction d'hydratation** extraction d'eau moléculaire à partir d'une phase fluide



Olivine

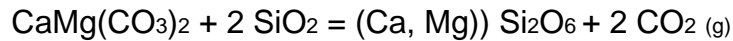
Serpentine

- **Réaction de déshydratation** Libération d'eau moléculaire dans une phase fluide



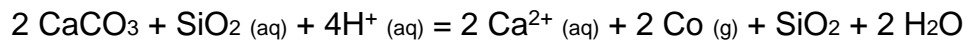
Kaolinite Quartz Pyrophyllite

- **Réaction de décarbonatation** volatilisation de CO₂ à partir d'un carbonate



Dolomite Quartz Diopside

- **Réaction de silicification** ajout de SiO₂ sous forme de quartz ou de polymorphes



Calcite

Quartz

IV.2. Les principales réactions d'altérations hydrothermales

Différentes réactions aboutissent à l'altération hydrothermale d'une roche. Elles sont (Beaudoin, 2006):

- **Réactions d'hydrolyse** : C'est la destruction des minéraux d'une roche par l'eau. Elles impliquent l'ion H⁺, la neutralisation des fluides acides et le lessivage des alcalins.
- **Réactions d'hydratation** : C'est l'extraction d'eau moléculaire à partir d'une phase fluide.
- **Réactions de déshydratation** : C'est la libération d'eau moléculaire dans une phase fluide.
- **Réactions de silicification** : C'est l'ajout de SiO₂ -sous forme de quartz ou ses polymorphes.
- **Réactions de décarbonatation** : C'est la volatilisation de CO₂ à partir d'un carbonate.

IV.2.1. Les produits de l'altération hydrothermale

IV.2.1.1. Nomenclatures des d'altération hydrothermales

Les minéralisations hydrothermales s'installent aux dépens des vides disponibles dans les formations. Ces vides peuvent être des bulles (provenant du dégazage des coulées), des amygdales (provenant des résultats de plusieurs bulles, des fractures ou des micros fractures).

La classification actuellement en vigueur est celle de de Meyer et Hemley (1967) où chaque type d'altération est déterminée par un assemblage minéralogique.

❖ L'altération argileuse

L'altération argileuse englobe surtout les minéraux argileux des familles de la kaolinite, de la montmorillonite et de l'illite qui caractérisent ce type d'altération.

Ainsi, en fonction de la température on distingue :

- L'altération argileuse faible : il s'agit des minéraux du groupe des kaolinites, et des smectites qu'on observe surtout dans les zones riches en plagioclases.
- L'altération argileuse forte (Kaolinite-pyrophyllite-séricite, quartz, alunite, pyrite) elle se développe aux dépens de lave et de matériaux pyroclastiques.

❖ L'altération séricitique

La séricitisation également dénommée altération phyllitique est fréquente dans les roches magmatiques de composition acide à intermédiaire. Les minéraux typiques de cette altération sont la séricite, le quartz, la pyrite, l'adulaire, et la biotite. Cette altération est fréquente en milieu réducteur.

❖ L'altération propylitique

Les minéraux d'altération propylitique sont l'épidote, l'albite, la chlorite, la séricite les carbonates et la pyrite et plus rarement les zéolites et la montmorillonite.

Plusieurs formes d'altérations ont été distinguées à l'intérieur du faciès propylitique.

❖ **L'albitisation**

L'albitisation est un processus d'altération conduisant à la formation de l'albite qui est dû à un métasomatisme sodique des plagioclases primaires contenus dans la roche mère.

Ainsi, il existe deux types d'altérations albitisation:

- L'albitisation par rapport au sodium, dans ce type d'altération la presque totalité des minéraux alumineux sont transformés en albite ;
- L'albitisation par simple altération des plagioclases plus calcique ;

En général, l'albitisation est réservée quand il y a apport de sodium par les solutions hydrothermales.

❖ **La chloritisation**

Les chlorites sont fréquentes en tant qu'altérations hydrothermales, en présence de quartz, séricite, anhydrite et la pyrite.

❖ **La carbonitisation**

La carbonitisation est un processus associé à la séricite et les chlorites, elle est caractéristique de ce type d'altération ; les carbonates de calcium, de magnésium, de fer et de manganèse sont des minéraux d'altération le plus répandues.

❖ **La zéolitisation**

Les zéolites sont répandues dans de rares gites minéraux, mais sont par contre plus abondant est dans les environnements de sources chaudes. Elles sont associées à des minéraux en faible quantité comme la bornite, le cuivre, natif etc.....

❖ **Silicification**

La silicification est en générale très importante dans les zones les plus superficielles. Elle est le résultat d'une augmentation des proportions de quartz et d'opale par rapport aux autres minéraux. L'excès de silice est apporté par des solutions hydrothermales qui parfois peuvent aboutir à la formation de veine de quartz (in. Allami, 2008).

❖ **Altération potassique**

Les feldspaths potassiques (Orthose, microcline) et les micas sont les principaux minéraux issus de cette altération, ils sont accompagnés par de la magnétite, de la sidérite, de la chalcopryrite, de la chlorite et de l'anhydrite (Bird, 1975) in Allami, 2008). . **(Tableau 1**: classification pétrographique des principaux types d'altération

Altération argileuse			
Altération argileuse faible		Altération argileuse forte	
<ul style="list-style-type: none"> Minéraux argileux du groupe des kaolinites et des smectites (montmorillonite) Observés dans les zones riches en plagioclases 		<ul style="list-style-type: none"> Kaolinite-pyrophyllite-séricite-quartz-alunite-pyrite-(minéraux argileux amorphes dans les milieux supergènes) Développement aux dépends de lave et de matériaux pyroclastiques 	
Altération potassique			
Faible température		Forte température	
<ul style="list-style-type: none"> Feldspath potassique (adulaire) ± quartz Dépôt de sources chaudes Laves intermédiaires et acides Dans les gites épithermaux 		<ul style="list-style-type: none"> Feldspaths potassiques (orthose, microcline)-micas (biotite)-magnétite-séricité-chalcopyrite + apatite ± rutile ± chlorite ± anhydre Absence des minéraux argileux Accompagne les minéralisations de type porphyre de cuivre 	
Altération propylitique			
<ul style="list-style-type: none"> Epidotes-albite-chlorite-séricite-carbonates-pyrite+rarement zéolite et montmorillonite Souvent associée à la présence de sulfures, très fréquente dans les roches volcaniques acides et intermédiaires 			
Albitisation	Chloritisation	Carbonatation	zéolitisation
<ul style="list-style-type: none"> Albite Les sulfures sont peu développés 	<ul style="list-style-type: none"> Chlorite-quartz-séricité-talc-anhydre-pyrite Les chlorites sont très fréquents dans les altérations hydrothermales 	<ul style="list-style-type: none"> Carbonates-séricite-chlorites Composition très variée des carbonates (Mg, Fe, Mn) Développement aux dépends des minéraux silicatés 	<ul style="list-style-type: none"> Zéolites + chlorite (les zéolites résultent de l'altération des plagioclases) Peu fréquentes, lorsqu'elles existent, elles indiquent la présence de minéraux de cuivre
Altération séricitique			
<ul style="list-style-type: none"> Séricité-pyrite-chalcopyrite-quartz Fréquente dans les dépôts de sulfures (amas sulfurés). La pyrite peut atteindre parfois jusqu'à 40% du volume de la roche. 			
Silicification			
<ul style="list-style-type: none"> La silicification se traduit par augmentation des proportions de quartz et d'opales par rapport aux autres minéraux L'excès de silice peut être apporté par les fluide chauds, ce qui aboutir à la formation de grosses veines de quartz ; ou encore provenir sur place lors de l'altération des silicates (feldspath). 			

Tableau 1: classification pétrographique des principaux types d'altération (basé essentiellement sur les travaux de Meyer et Hemley, 1967 ; in. Allami, 2008.

IV.3. Introduction

Les minéralisations aurifères du Craton Ouest-africain sont encaissées dans les formations sédimentaires et volcano-sédimentaires de l'Archéen et surtout du Protérozoïque inférieur affectées par les formations polyphasées liées aux différentes orogénèses.

Pendant l'Archéen, l'apparition de l'or est généralement limitée aux ceintures des roches vertes (C.R.V.) et aux quartzites ferrugineux, par contre dans le Protérozoïque inférieur la répartition est plus large et les roches hôtes sont plus diversifiées (Milesi et al. 1985).

Afin d'introduire notre étude d'intérêt sur l'indice d'Or Caroline, nous avons estimé qu'il est utile de donner un aperçu sur la minéralisation aurifère dans le craton ouest africain.

IV.3.1. Les types de gites d'Or

On dénombre essentiellement à deux types de gites d'Or:

V.3.1.1. Les gites associées l'hydrothermalisme continental

L'hydrothermalisme continental désigne tout processus minéralisateur lié à des circulations de fluides dans des contextes géodynamiques et magmatiques (arc insulaire et marge active). Les gites sont mise en place par l'hydrothermalisme dans un contexte tardi-tectonique.

Dans ce contexte géodynamique et magmatiques (arc insulaire et marge active) et tectonique Lescuyer en (2002) présente dans sa synthèse 5 types de gites aurifères en fonction de la nature des fluides et de la nature de l'encaissant tenant compte de la mise en place et la proximité de la source magmatique :

- Les gites épithermaux neutre (type adulaire-séricite, « hot-spring »)
- Les gites de dissémination dans les sédiments (« sédiment-Hosted disseminated gold ») ;
- Les gites épithermaux de haute sulfuration (type « acid-sulfate », »High- sulfate ») ;
- Les gites porphyres à Cu-Au ;
- Les gisements aurifères péri-porphyrique (Skarn, « mantos », etc.

IV.3.1.2. Les gites associées à l'hydrothermalisme sous-marin

Les gites sous-marin généralement associées au volcanisme sous-marin d'intra ou d'arrière Arc issus de fluides hydrothermaux sur le fond marin. Leur milieu de dépôt est localisé à proximité de la surface du fond marin.

Les types les plus courants sont les amas à Cu-Zn-Pb-Ba-Au des arcs orogéniques et les amas à Cu-Zn-Au (type chypre) d'arrière arc.

IV.4. Minéralisation aurifère associée à l'orogénèse éburnéenne

VI.4.1. Minéralisation du Craton Ouest-Africain:

Le domaine paléoprotérozoïque (Birimien) du Craton Ouest Africain renferme de nombreux gisements aurifères dont certains sont connus depuis l'antiquité et d'autres exploités depuis le XXème siècle comme le célèbre gisement d'Ashanti au Ghana. Ces gisements ont fait l'objet d'une classification typologique élaborée par Milési et al. (1989, 1992) Qui définissent sept types de gisements sur la base de leur géométrie, de leurs structures et de leurs paragenèses :

Type 1 : Minéralisations encaissées dans les turbidités tourmalinisées (Loulou, Mali). Ces minéralisations dans laquelle l'Or est associée à des sulfures ;

Type 2: Minéralisations à sulfures disséminés encaissées dans les roches volcaniques ou plutoniques (Yaouré, Côte d'Ivoire ; Syama au Mali) ;

Type 3 : Minéralisations conglomératiques aurifères (Tarkwa, Ghana) ;

Type 4 : Minéralisation discordantes à arsénopyrite aurifère (Ashanti, Ghana) ;

Type 5 : Minéralisation quartzeuses discordantes à Or natif et sulfures polymétallique (kalana, Mali).

A ces types de minéralisations il faut ajouter les concentrations secondaires :

Type 6 : Placers alluviaux ;

Type 7 : Les gites latéritiques (Ity, Côte d'Ivoire).

IV.4.1.2 Minéralisations aurifères dans la dorsale de Man

La minéralisation aurifère dans la dorsale de Man est représentée par les gisements les plus connus à l'exemple de : (in Hassane Daoudji, 2007) (**Fig.8**)

➤ **Gisement de Tarkwa (Type 3)**

Le gisement de Tarkwa est situé dans le Sud-Ouest du Ghana dans la terminaison Sud d'un vaste synclinorium à remplissage gréso-conglomératique. Les corps minéralisés correspondent à des horizons conglomératiques à galets et de quartz organisés en lentilles orientées selon les directions des paléochenaux dont les dimensions sont de 400m de long et 100m de large. Il est interprété comme type placer.

➤ **Gisement d'Ity (type 7)**

Le gisement d'Ity est situé dans la klippe de Toulepleu-Ity en Côte d'Ivoire, il est constitué de volcanites basiques et de faciès volcano-sédimentaire acides. La zone minéralisée est localisée dans un profil latéritique constitué de quelques blocs de quartz en tourmaline. Ce gisement est un cas particulier puisque la concentration aurifère est entièrement contenue dans le profil d'altération faisant ainsi sa particularité (BRGM, 1971 in Hassane Daoudji, 2007).

➤ **Gisement d'Ashanti (type 4)**

Le gisement d'Ashanti au Ghana est connu pour des minéralisations discordantes à arsénopyrite aurifère. Le minerai exploité correspond à des disséminations d'arsénopyrite aurifère recoupées par des veinules du quartz à Or. Il représente le type le plus important du point de vue économique en Afrique de l'Ouest.

➤ **Gisement de Yaouré-Angovia (type 2)**

Les minéralisations aurifères de Yaouré-Angovia (Côte d'Ivoire). Elles sont encaissées dans une série de volcanites basiques tholéitiques de type MORB, localement hydrothermalisées. Les minéralisations disséminées sont associées à des zones hydrothermalisées localement brechiques recoupant à la fois des volcanites et le cortège de dykes et sills.

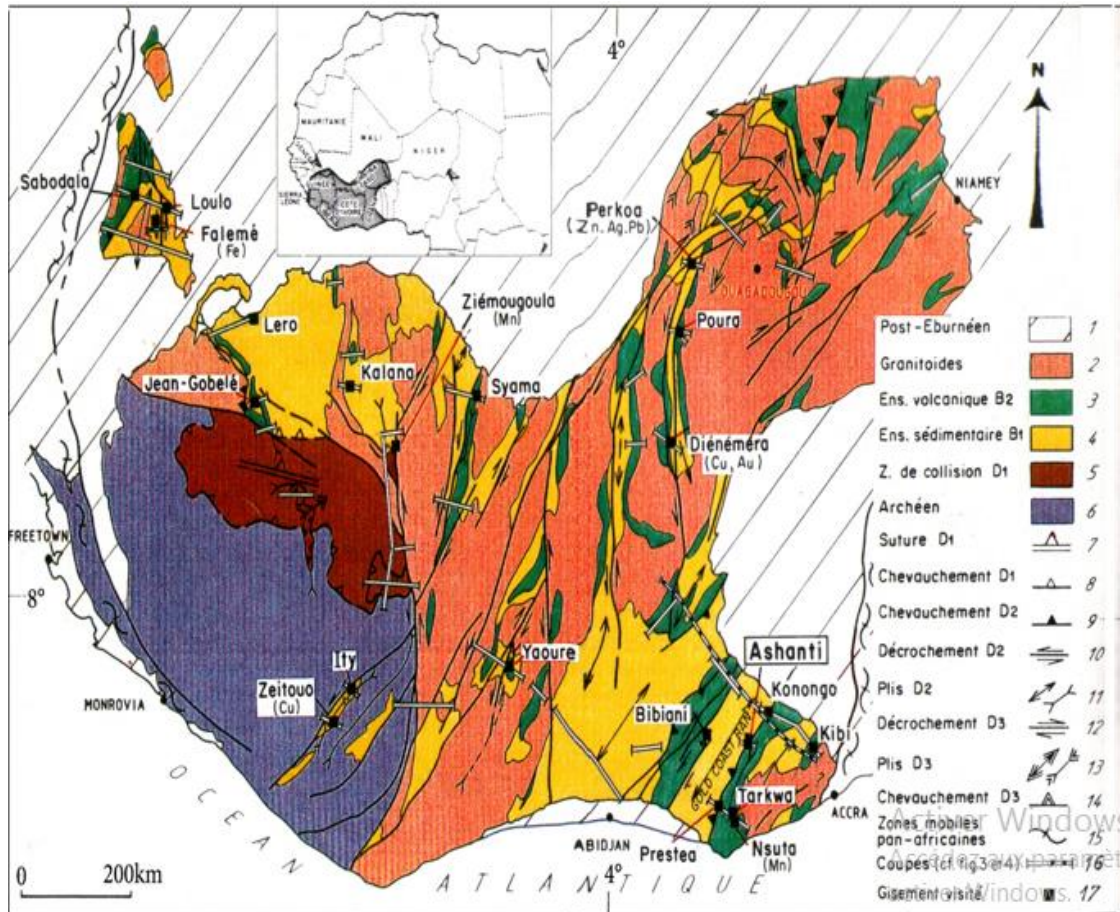


Fig.8 : schéma lithostructural de la dorsale du Man avec les principaux gisements aurifère : Milési et al. (1989).

IV.4.1.2.1. Minéralisations aurifères dans les fenêtres de Kayes et Keniéba (Fig.8:

➤ Gisement de Loulou (type 1)

Le gisement de Loulou, considéré comme le gisement le plus proche du granite de Saraya (Sénégal) et affleure sur environ 1100m d'extension N-S.

L'encastement est constitué de grès noir tourmalinisés fine à grossière et parfois conglomératiques. Dans la série du Délema, l'or se présente sous deux formes :

- Disséminée dans le ciment des grès : Il s'agit essentiellement d'une minéralisation précoce.
- En stockwerks à veinules de quartz et dans carbonates.

➤ **Gisement de kalana (type 5)**

Le gisement d'or de Kalana est situé dans le Sud-Ouest du Mali, à 300 km au sud de la capitale Bamako. IL est décrit comme étant un gisement d'or mésothermal à filons de quartz encaissés dans des roches métavolcano-sédimentaires du Birimien autour d'une intrusion dioritique tardiburnéenne datée à 1860 Ma (Diallo et al. 1979, Bassot et al. 1980) ainsi que l'intrusion de diorite. La minéralisation à sulfures et or natif

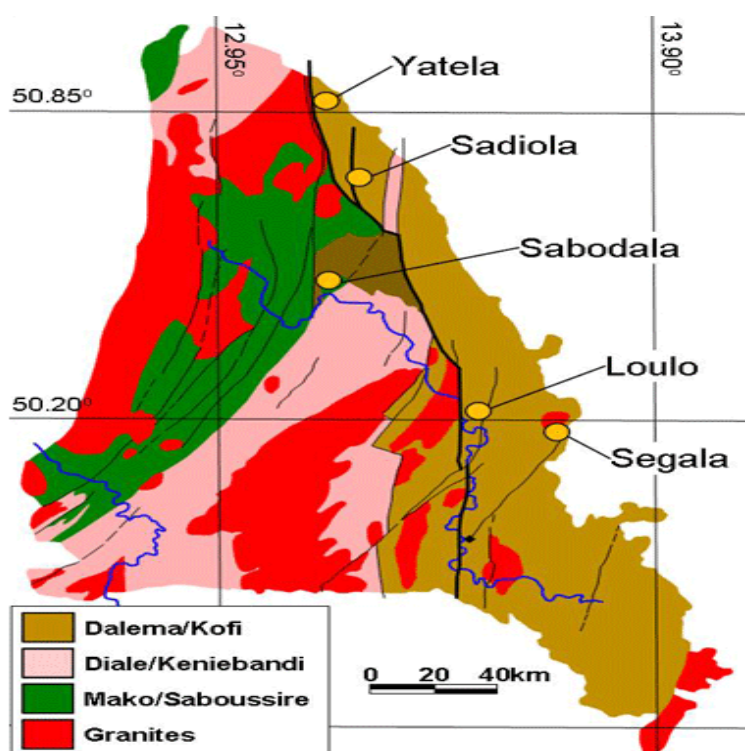


Fig. 9: localisation des gisements d'or sur une carte simplifiée de la fenêtre Kédougou-Keniéba (Komet Gold, 2019).

1 : Granite 2 : Volcano-sédimentaire 3 : Volcanique 4 : Dépôts aurifères (ressources connues) 5 : Faille Sénégal-Malienne.

IV. 4.1.3.1. Minéralisation aurifères dans la Dorsale de Réguibat

Le massif Yetti-Eglab, situé dans le Sud-Ouest algérien présente un contexte géologique favorable à la découverte des gites minéraux exploitables. La région a

suscité l'intérêt des chercheurs et des compagnies minières à l'origine des premiers indices et des gîtes minéraux exploitables (BIA, 1960 SERMI, 1965).

Ainsi l'EREM confirme en 1983 le potentiel minéral du massif et ses bordures sédimentaires avec des nouveaux indices.

Cependant, l'essentiel des indices ont été localisés sur l'ensemble cristallin. Ils sont situés dans une bande médiane allongée NE-SW entre les parallèles N26° et N26°45' et recoupées en trois zones différentes avec d'Ouest en Est (EREM, 1983) (in. Benramdane, 2007) (**Fig.10**).

Zone Ouest-Eglab (Djebilet, Bled M'Dena et Areiguet Lemha) ;

Zone Centre-Eglab (Eglab Salel et Djebel Drissa) ;

Zone Est-Eglab (Kahal Morrat et Tilmsi Ould Haida).

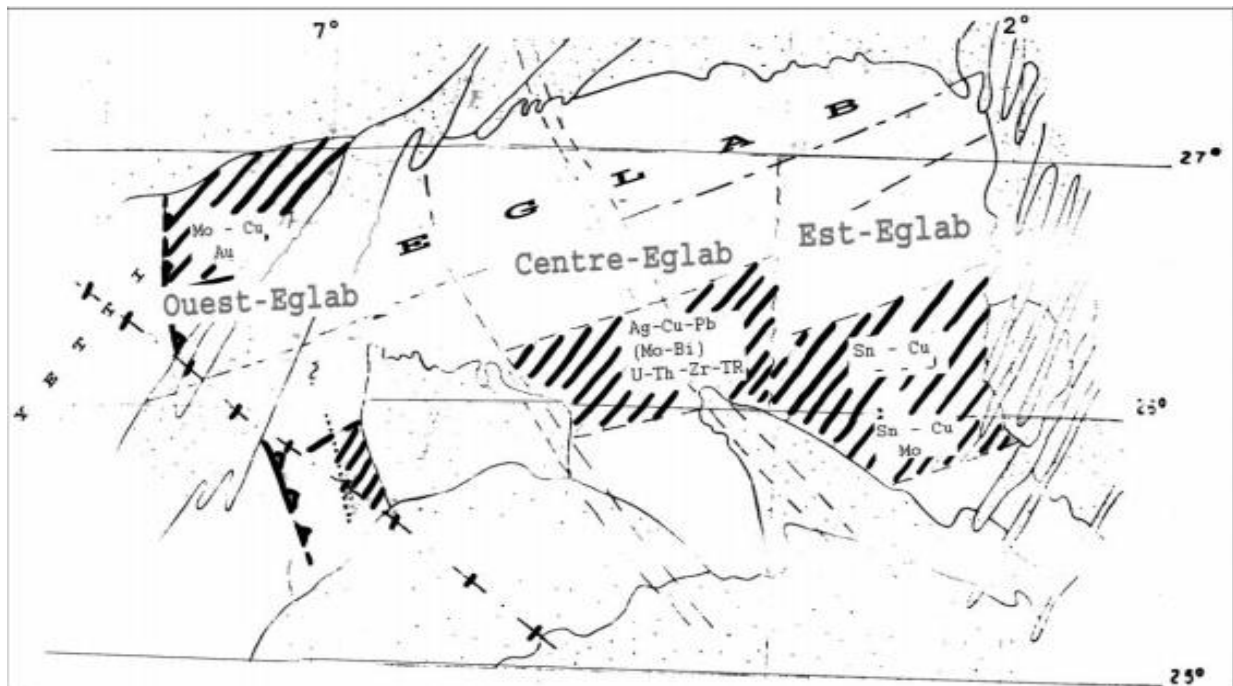


Fig.10 : Zones minéralisées potentielles de l'ensemble cristallin du massif Yetti-Eglab (EREM, 1983). Zone Ouest-Eglab : à Mo-Cu-(Au), Au-Mo, Au, Cu, Fe, U et Pb-Zn-Cu ; Zone Centre-Eglab : à Ag-Cu-(Bi, Zn, Pb), Ag-Pb-(Bi, Cu, Zn) et localement à U-Th, Zr-TR, Mo-(Bi-Cu-Pb-Ag) ; Zone- Est-Eglab : à Sn-Cu et localement Mo (Bi, Cu, Pb-Ag) et W.

IV.4.1.3.2. Massif Yetti-Eglab

La potentialité aurifère de ce massif n'est pas bien connue. De nouvelles occurrences minérales sont mises en évidence après chaque campagne de prospection (Benramdane, 2007), on cite :

La première découverte apparition aurifère sur le massif Yetti-Eglab de l'indice d'Or « Caroline » par BIA (1960) montrant des teneurs importantes d'Or et d'argent et qui fait l'objet de la présente étude qui porte sur les altérations hydrothermales associées. Plus récemment en 2001 les travaux d'exploration de l'ORGM ont abouti à la découverte d'un important indice d'Or indice « d'Akilet Deilel »

Il est caractérisé par deux types de minéralisations aurifères :

1. Une Minéralisation filonienne à Or-sulfures (Fe, Cu, Zn et Pb) dans les filons et veinules de quartz localisée dans les zones de contact d'extension kilométrique le long de l'accident majeur Areiguet Lehma-M 'Dena el Kahla entre les séries Yetti et Akilet Deilel.

L'une des zones minéralisées (Zone A de l'ORGM, 2002) fait l'objet d'une étude en parallèle à ce travail sur l'aspect des altérations hydrothermales menées par mes camarades (Sissoko et Guindo en cours) D'autres zones ont été révélées telles que « la zone orientale » ce filon de quartz jugé peu intéressante par les prospecteurs et d'autres zones.

2. Une minéralisation disséminée à pyrite, chalcopryrite et or non observé, associée aux niveaux lenticulaires de microconglomérats et de tufs volcaniques de la série d'Alkilet Deilel.

D'autres zones ont été révélées telles que la « zone orientale » ce filon de quartz jugé peu intéressante par les prospecteurs et d'autres.

IV.4.1.3.3. Minéralisation associée aux intrusions des Eglab

Aujourd'hui les minéralisations directement liées aux plutons granitiques sont parmi les principaux gisements minéraux présents sur notre planète. Ce type d'environnement est en effet un fournisseur important de métaux comme Pb, Zn, Mo et au quelle l'Au, Ag sont associés comme sous-produits, à travers de nombreux types de gisements (porphyres, cuprifères, filons, skarns etc.).

En Domaine Eglab, les minéralisations se présentent suivant deux types :

- Un type filonien à gangue de quartz qui associé aux minéraux de fer et cuivre. Les filons apparaissent en cortège filonien en bordure du batholite du magmatisme Aftout et ne débordent qu'accidentellement.

- Un type disséminé et dispersé dans les granites Aftout, mais sans relation avec le système filonien.

Un certain nombre d'indices de métaux ont été observés sur le socle cristallin et l'étude géologique a permis d'établir les rapports de ces minéralisations avec la tectonique et la granitisation et de dégager quelques caractères métallogéniques de cette région. Le caractère essentiel de la minéralisation observée à ce jour dans les Eglab est la présence de sulfures. La minéralisation est caractérisée par des indices filoniens, avec une gangue presque exclusivement du quartz.

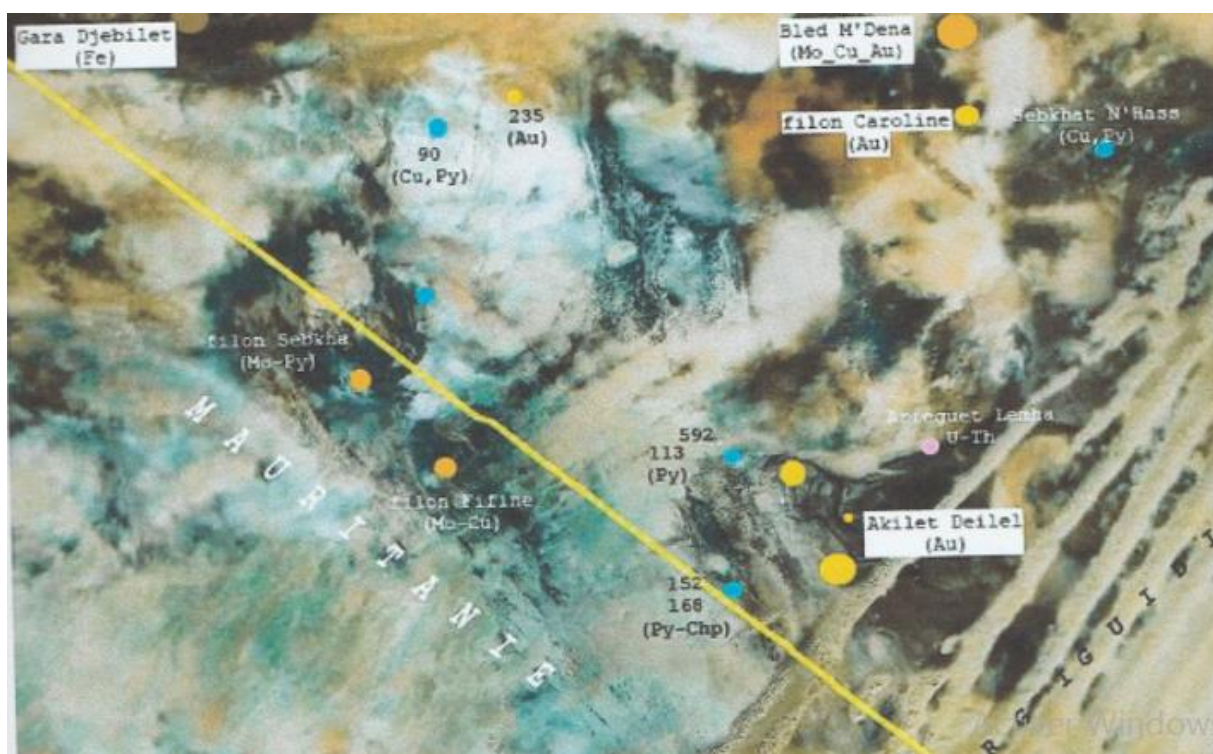


Fig.11 : Carte des points minéralisés dans la région Ouest-Eglab (Benramdane, 2007).

IV.4.2.1.3. Minéralisation aurifère de l'indice Caroline

La minéralisation filonienne de « l'indice Caroline » est localisée à 35km au SE d'Aouinet Legraa dans un filon de quartz d'orientation ENE-WSW fissuré sur plus 30m de long et d'un mètre d'épaisseur.

L'encaissant granitique est recoupé par d'un filon de microgranite rouge dans une zone faillée limitée par des arkoses. L'Or identifié est présent en fines paillettes dans les

fissures associé à la pyrite. Ces cristaux de quartz sont de type drusique et géodique. Les espaces intercrystallins de quelques millimètres sont occupées développent de petites paillettes d'Or fines atteignant 2mm associé à la pyrite et hydroxyde de fer. La teneur en or atteint par endroit 9g/t mais la plus grande concentration d'or est située dans la partie centrale du filon 11g/t (BIA, 1960).

Chapitre V : Essai comparatif et Conclusion Générale

V.1.Essai Comparatif entre l'indice d'Or de Caroline Deilel et le gisement d'Or de Kalana

Le gisement de Kalana se situe dans le bassin de Bougouni-Keikoro entre les ceintures de Yanfolila et de Massigui au Sud-Ouest du Mali. Ce bassin est formé de sédiments de type flysch avec plusieurs séquences turbiditiques recoupées par un cortège de granitoïdes (Feybesse et al. 2006). Il est caractérisé par les terrains paléoprotérozoïques du domaine Baoulé-Mossi dans la dorsale de Leo au sud du Craton Ouest Africain.

Le gisement de Kalana s'est mise en place au sein des formations méta-sédimentaires et méta-volcaniques calco-alcalines du Birimien au contact de petits plutons de nature dioritique.

Les altérations hydrothermales des roches encaissantes sont essentiellement la silicification, la chloritisation, l'épidotisation, la séricitisation et la Calcitisation. Ainsi d'après Sangaré et al. (2016) le gisement de kalana est constitué de Pyrite, d'arsénopyrite (à inclusion d'or), de chalcopyrite, de galène, de sulfure de bismuth, de bismuth et d'or.

A Kalana, les minéralisations aurifères affleurent dans deux générations de veines de quartz :

- La première génération se met en place suite à une série de chevauchements de faible pendage et orientée N-S ; NE-SW ; E-W.
- la deuxième génération correspond à un réseau de veines sub-verticales NE-SW engendrée par des cisaillements suivants des accidents NNE-SSW.

Ainsi d'après Sangaré et al 2016, le dépôt de la minéralisation se déroule en trois (3) stades :

- Un stade précoce pendant laquelle cristallise le quartz I (phénocristaux xénomorphes), l'arsénopyrite I, l'or I (en inclusion dans l'arsénopyrite I), l'albite, la calcite, la chlorite, la pyrite I et pyrrhotite I.
- Un stade de recristallisation dynamique dans un régime tectonique ductile-fragile caractérisé par la mise en place de quartz II (cristaux automorphes), de l'ankérite, de la muscovite, de l'arsénopyrite II.

- Et enfin, un stade caractérisé par le développement de fractures tardives dans un régime tectonique fragile qui engendre la recristallisation localisée de quartz II et quartz III en quartz III aux épontes des fractures. Ces épontes sont soulignées par l'ankérite, la calcite, la muscovite, la galène, la sphalérite, la chalcopryrite, les sulfures de bismuth, le bismuth natif et l'or libre associé ou non à la pyrite II et à la pyrrhotite II.

L'or du gisement de Kalana apparaît de deux façons :

- La première correspond aux fines inclusions d'or dans l'arsénopyrite ;
- la seconde tardive correspond à de pépites de grandes tailles et de pureté supérieure à 80%.

Cependant, comparé à la minéralisation filonienne de l'indice d'or « Caroline » la minéralisation est caractérisée par des indices filoniens, avec une gangue presque exclusivement dû quartz. L'encaissant granitique est recoupé par d'un filon de microgranite rouge dans une zone faillée limitée par des arkoses. L'Or identifié est présent en fines paillettes dans les fissures associées à la pyrite.

Cette minéralisation est mise en évidence par la circulation de fluides hydrothermaux responsable de la mise en place de sulfures associés à l'or qui engendre des altérations (chlorite, séricite, épidote, calcite, quartz microcristallin) qui ne présente pas d'indice d'affinité à la minéralisation présente dans notre secteur d'étude (Indice d'Or Caroline) (**Tableau 2** :).

Comme minéraux métallifères reconnue en association avec les minéralisations du gisement de Kalana Sangaré à citer en 2016 : la pyrite, l'arsénopyrite (à inclusion d'or), la chalcopryrite, la galène, les sulfures de bismuth, celle de l'indice d'or de caroline apparaît dans les fissures de quartz associées à la pyrite.

Enfin, le gisement de Kalana apparaît donc tout à fait singulier en comparaison aux autres gisements du WAC mais pas dans notre secteur d'étude.

Gisements	âges des formations	Encaissant	Altérations
Indice Caroline	Paléoprotérozoïque	filons de quartz dans les roches volcan-sédimentaires	Chloritisation Épidotisation Silicification Calcitisation Damoritisation kaolinisation
Kalana	Paléoprotérozoïque	Filons de quartz dans des métasédiments et métavolcanites	Chloritisation Séricitisation Épidotisation Carbonation Silicification

Tableau 2 : Comparaison entre le gisement de Kalana et de l'indice Caroline

V.2.Conclusion générale :

Le but principal de ce travail est l'étude de la pétrographie des altérations hydrothermales liée à la minéralisation aurifère de « l'indice d'Or Caroline » (SW algérien) localisé dans la zone de jointure Yetti-Eglab du massif précambrien Yetti-Eglab.

Afin d'atteindre cet objectif, il nous a été nécessaire de préciser les faciès qui portent cette minéralisation.

Cependant, il a été admis deux cycles orogéniques principaux ont contribué à façonner les formations géologiques du craton ouest africain : le cycle Libérien (3000-2500Ma) et le cycle Birimien (2500-1800± 250Ma) et s'est stabilisé à la fin de l'orogénèse éburnéenne vers 1800-1600 Ma (Bessoles, 1983).

A la base des dépôts phanérozoïque, le Précambrien du massif Yetti-Eglab est divisé en quatre grands ensembles :

- Un substratum granito-gneissique paléoproterozoïque (2,2-2,1 Ga) à reliques de croûte océanique néoarchéenne (2.7 Ga) ;
- Des séries volcano-sédimentaires comparables aux séries birimiennes de l'Afrique de l'Ouest ;
- Ainsi aux deux ensembles sont associés des manifestations magmatiques représentées par des granitoïdes et une large couverture volcaniques rattachés à l'orogénèse éburnéenne ;
- Enfin, une couverture sédimentaire néoproterozoïque représentée uniquement sur la bordure Sud et peu affectée par l'orogénèse Panafricaine (Benramdane, 2007).

Sur le plan structural selon (Mahjoub et al en 1994) la zone de jointure Yetti-Eglab est une zone de cisaillement subméridienne d'extension kilométrique encadrée par deux accidents majeurs :

- L'accident mylonitique subméridien de Chegga (NNW-SSE), passant près du méridien 6°W ;
- L'accident mylonitique d'Areiguet Lemha-M 'Dena el kahla (NW-SE), passant par le méridien 7°15'W (in Lagraa, 2014).

Du point de vue magmatique, les granitoïdes sont les roches magmatiques dominants de la zone de cisaillement Yetti-Eglab ainsi que les volcanites qui sont essentiellement représentés par les roches acides.

Selon le contexte structural, les deux domaines Yetti-Eglab se sont accolés vers 2,09 Ga. Les domaines se sont structurés en blocs soulevés, d'autres abaissées avec des zones plissées et d'autres faillées (Benramdane, 2007).

Au terme des observations que nous avons effectuées sur l'ensemble des échantillons prélevés dans le secteur d'étude L'indice d'Or de « Caroline » notre étude pétrographique nous aura permis avant tout , de dégager et de mettre en évidence les différentes altérations qui les leur sont associés.

Plus de 80% de ces faciès ont affichés des compositions minéralogiques à dominance de plagioclases, de quartz, d'amphiboles et de biotites.

L'analyse microscopique de ces derniers devient plus difficile car l'altération touche parfois jusqu'à 60% du volume totale des roches étudiées. Ces altérations correspondent à des transformations métasomatiques parmi lesquelles, nous attribuons : argileuse, calcitisation et Chloritisation, damouritisation. Ces derniers seraient la conséquence d'un déséquilibre chimique existant entre les minéraux des roches et les solutions hydrothermales qui les imbibent.

Toutefois l'étude de la minéralisation de « l'indice d'Or Caroline » effectuée par la (BIA .MISSION EGLAB, 1958-1959) ont permis de dégager que l'indice en question est un filon de quartz situé à 35km au SE d'Aouinet Legraa d'orientation ENE-WSW fissuré sur plus d'un mètre d'épaisseur et 30m de long, les cristaux de quartz sont écartés les uns des autres par des vides millimétriques et que l'examen microscopique à permis de montrer que l'or se développe au sein de ces fractures en fines paillettes atteignant les 2 mm dans un encaissant granitique fortement altéré (BIA, 1959-1958). Les conditions géologiques de la minéralisation ont permis de le ranger dans le type épithermale liée à des petites intrusions subvolcanique,

Selon le B.I.A la présence de l'Or dans les roches encaissantes ainsi que des transformations sur une large étendue suggère qu'il est probable qu'aux environs de l'indice « Caroline » l'existence d'un gisement plus grand.

Enfin, cette étude exhaustive montre l'intérêt et le potentiel aurifère sur le massif Yetti-Eglab.

Références Bibliographiques

Allami F. Z. (2008) – les altérations hydrothermales liées aux roches magmatiques, Exemples : la région des Eglab (Dorsale Réguibat, SW algérien), *mem. Ing., Univ. Oran*, 80p.

Allami F.Z. (2015/2016) – Pétrologie et géochimie des plutonites basiques de la structure annulaire d'Anna (Chegga), comparaison avec celle de la structure annulaire de Bled M'Dena (Eglab occidental, Dorsale Réguibat, Sud-Ouest algérien), *thèse Magister, Univ. Oran, Algérie*, 99p.

Arnould M. (1959) – Remarque concernant les principes généraux à retenir pour une définition par faciès de la série birimienne du Mont Goma (Côte d'Ivoire), *Rapp. Servi. Géol. Prosp. Min., Dakar*, 12p, *inédit*.

Azzouni-Sekkal A. (1976) - les stocks plutoniques basiques de la zone de jointure « Yetti-Eglab », (Sahara occidental algérien), *Thèse Doctorat, Fac. Sc. d'Alger*.

Bassot J.P., (1969) – Etude géologique du Sénégal oriental et de ses confins guinéo-maliens, *thèse 3^{ème} cycle, Fact. Sci. Nancy*, 105p.

Beaudoin G. (2006) – Manuel de gîtologie et de métallogénie, *Fac. des Sci. et de Génie., Univ. de Laval, Québec*.

Benramdane H., Bellal M. & Kolli (2005) - La série volcano-sédimentaire d'Alkilet Deilel (NE de la Dorsale Réguibat) SW algérien : pétrologie et minéralisation, *Séminaire de géol. et de métallogénie des massifs du Hoggar et des Eglab, Tamanrasset, Algérie*.

Benramdane H. (2007) - Contribution à l'étude géologique et gîtologique des minéralisations aurifères de la zone de jointure Yetti-Eglab (SW. Algérien), *Thèse Magistère, USTHB (Alger)*, 106p.

Bonhomme M. (1965) – Age, par la méthode au strontium, de quelques granites des Vosges moyennes, *Sciences de la Terre, Nancy, X, 3-4, pp 385-393*.

Boumelik Z. (2005) - Minéralisations aurifères des roches précambriennes du Craton Ouest Africain, *mem. Ing., Univ. Oran2*, 56p.

Buffière J.M., Fahy J.C & Petey J. (1965) - Notice explicative de la carte géologique au 1/500.000 de la région des Eglab et la bordure N du Yetti, *société d'étude et de réalisation minières et industrielle, Paris VIII, Organisme technique de mise en valeur des richesses du sous-sol Saharien.*

Buffière J.M., Fahy J.C & Petey J. (1966) - Sur l'ensemble précambrien d'Yetti-Eglab et sur sa couverture infratilitique en territoire algérien, *C.R Acad. Sci (Paris) t.*

Buffière J.M., Fahy J.C. & Petey J. (1967) – les formations volcaniques du massif des Eglab (Sahara occidental), *C.R. Acad. Sci., t 264, n°2, 197-199.*

Browne P.R.L (1970) Hydrothermal alteration as an aid in investigating geothermal Fields UN. Symp. Dev. Util. Geotherm. Res. (Pisa), Vol2, Part. 1, p. 564-570.

Bird D.K (1975) Geology and Geochemistry of the Dunes Hydrothermal System, Imperial Valley UCR/IGPP. Master's Thesis, p. 122.

Elders W.A., 1979 Hydrothermal mineral zones in the geothermal reservoir of Cerro Prieto. *Geothermics*, vol. 8, p. 2001-209.

Fabre J. (2005) - Géologie du Sahara occidental et central, *Musée Royal de l'Afrique central, 572p.*

Fekih et Kentri- Caractérisation de roches intermédiaire et basiques du plutonisme Aftout, région de Bled M'Dena

Gevin P. (1951) - Sur la structure du massif cristallin Yetti-Eglab, *C.R Acad. Sci, t.223.*

Goldfarb R.J., Groves D.I., Gardoll S. (2001) – Orogenic gold and geologic time : a global synthesis, *Ore Geol. Rev. 18, 1-75.*

Goldfarb R.J., Marsh E.E., Anderson E.D., Horton J., Finn C. & Beaudoin G. (2012) Zones de minéralisation potentielles pouvant correspondre à des dépôts d'or orogénique, épithermal, ou de type Carlin, sur le territoire de la République Islamique de Mauritanie, *Rapp. USGS, Liv. 69, 22p.*

Groves D.I., Goldfarb R.J., Gebre-Mariam H., Hagemann S.G., Robert F. (1998) – Orogenic gold deposits – a proposed classification in the context of their crustal distribution and Relationship to other gold deposits type, *Ore Geol. Rev 13, 7-27.*

Hassene D.H. (2007) – Contribution à l'étude géologique et pétrographique des roches magmatiques et leurs altérations à proximité de l'indice d'Or de « Caroline » (Massif Eglab, Sud-Ouest algérien), *mem. Ing., Univ. Oran, Algérie*, 95p.

Kahoui M. & Mahdjoub Y. (2001) – Critères pour la recherche des sources primaires du diamant dans la jointure Yetti-Eglab (Dorsale Reguibat, Craton Ouest-Africain), *11^{ème} Sém. National des Sc. de la Terre, Tlemcen, Algérie*.

Kometgold (2019) – Diab Sud property, Kabaye Ressource, *Technical Report Mali*, n°43-101.

Kouassi B.R, Kouamelan A.N., Djro S.C., Coulibaly I., Koffi A.Y., Teha K.R., Koffi G.R.S. & Brou K.J. (2018) – Pétrographie et minéralogie des intrusions alcalines du domaine SASCA (Sud-Ouest de la Côte d'Ivoire, Craton Ouest-Africain), comparaison avec d'autres plutons alcalins, *International Journal of Engineering Science Invention*, vol. 7, PP 26- 37.

Lagraa K. (2014) - Mise en évidence d'une minéralisation à Molybdène-cuivre de type porphyre associée au complexe granitique de Bled M'Dena (Eglab, dorsale Réguibat, Algérie), *Thèse doctorat, Univ. Oran2*, 228p.

Lescuyer J.L. (2002) – La métallogénie de l'or, *synthèse interme REM, BRGM*.

Lefort J. P., Aïfa T. & Bourrouilh (2004) - Evidences paléomagnétiques et paléontologiques en faveur d'une position antpodale du Craton Ouest-Africain et de la Chine du Nord dans le supercontinent Rodinia : conséquences paléogéographique, *R. Geosc. Paris 336*, 159-165.

Le Mignot E. (2014) – Les gisements d'or comme témoins de l'histoire géologique du Craton Ouest-Africain –Apport de la datation, *thèse doctorat, Univ Lorraine, France*, pp 27-50.

Mahdjoub Y., Drareni A. & Gani R. (1994) - Accrétion crustale et tectonique verticale à l'Eburnéen dans les massif des Eglab et du Yetti (Dorsale Réguibat, Algérie), *Bull. Serv. Géol. Algérie, Vol.5, N°1*, 97-107 et rapport de mission de terrain « Yetti-Eglab » (Dorsale Réguibat), 24/01 au 11/02/1994, projet algéro-français (90 Mi-01) ; *Serv. Géol. Algérie (ORGM), inédit*.

Mahdjoub Y. & Kahoui M. (2007) – The paleozoic Eglab domain (Algerie, Reguibat Rise, West African Craton) ; geodynamic model and ore crontrols, *1^{ère} Conférence Internationale sur les Ressources Minérales en Algérie (CIRMA) (Communication oral), Algérie.*

Muffler P.L. et White D.E. (1960)- Active metamorphism of upper cenozoique in the Field and the salton through, southeatern California. Geol. Soc. Am. Bull. Vol 80, P.157-182.

Milesi J. P., Fyebesse J. L., Ledru P., Dommanget A., Ouedrago M. F., Prost A., ORGM (2001) RAPPORT DE PROSPECTION INEDIT. Prospection regionale du Cu-Au-Mo dans les régions de Bled M'Dena, Chegga et Cherchane (massif des Eglab) Sud-ouest algérien, Rapport Final **1989/2000**.

Peucat J.J., Capdevilla R., Drareni A., Mahdjoub Y. & Kahoui M. (2005) the Eglab massif in the West African Craton (Algeria), an original segment of the Ebunear orogenic belt : petrology, gechemistry and geochronology, *precambrian research*, V.136.

Racon J.PH 1982 Contribution à l'étude des minéralisations hydrothermales liées à un système géothermique récent dans l'île de la Réunion. Thèse 3^{ème} cycle, Université Paris XI (Orsay). P.225.

Sabaté P. (1972) Structure de la série Yetti (Sahara occidental algérien), *C.R Acad. Sci (Paris) t.275*.

Sabaté P. (1973) la zone de jointure Yetti-Eglab dans la dorsale précambrienne du pays Réguibat (Sahara occidental algérien), *C.R. Acad. Sci., Paris, t. 276*.

Sabaté P & Lomax K. (1975) données stratigraphiques et paléomagnétiques de la région Yetti-Eglab (Sahara occidental algérien), *Bull. du BRGM, 2^{ème} sér. Sect. II, N°4*.

Saci M. (2018) – Etude pétrographique et caractérisation du métamorphisme des faciées volcano-détritiques dans la zone de la jointure Yetti-Eglab, massif des Eglab ; Sud-Ouest algérien, *mémoire Master, Univ. Oran, Algérie, 23p*.

Sangaré A., Driouch Y., Salvi S., Féménias O., Siebenaller L., Belkasmi M., Béziat D., Dahire M., N'amochant A., Adil S. & Debat P. (2016) – Géologie des

minéralisations aurifères du gisement tardi-éburnéen de Kalana (Birimien, Sud-Ouest du Mali), *bull. Inst. Sci.*, n°36, 85-108.

S.E.R.M.I (1963-1964, 1965) Rapport de fin de mission. Etude géologique de la zone occidentale des Eglab.

S.E.R.M.I (1965) Etude géologique de la partie orientale de la Dorsale Réguibat, J.M. Buffière.

Tabeliouna M., Kolli O., Cottin J. Y. & Zerka M. (2008) – les clinopyroxénites et les gabbros d'une structure annulaire (sud de Gara Djebilet, Eglab, Dorsale Réguibat, Sud-Ouest algérien), *Bulletin du Service Géologique National*, Vol. 19, n°3, pp. 245-265.

Tabeliouna M. (2009) pétrologie et géochimie des roches magmatiques de la structure annulaire de Bled M'Dena, Eglab, SW algérien, *Thèse Doctorat, Univ. Oran*, 203p.

<http://www.anam.gov.dz/geologie-al/index.php>.