

République Algérienne Démocratique et populaire
Ministère de l'enseignement supérieur et de la recherche scientifique

Centre universitaire Ali Kafi, Tindouf

Institut des sciences et technologies

Département des sciences de la terre et de l'univers



MEMOIRE DE FIN D'ETUDE

En vue de l'obtention du diplôme de Master en Géologie

Option : Géodynamique de la lithosphère

Thème

**Le volcanisme du djebel Amour
(Atlas saharien central)**

Soutenu publiquement par

TALBI Abdelaali

chihkabdelaali@gmail.com

Le : -02 06-2024, devant le jury composé par :

Mr. Hami Khelifa

Professeur

President

Mr. Meddah Amar

Maître de conférences A

Encadreur

Mr. Ouadadi Senouci

Maître de conférences B

Examineur

Mr Hacini Hamza

Maître assistant A

Examineur

Auteur correspondant :

amar.meddah@gmail.com

amar.meddah@cuniv-tindouf.dz

Adossement étudiant Laboratoire LSEE, Centre universitaire Ali Kafi, Tindouf

Année universitaire 2023/2024

اهداء

السلام عليكم ورحمة الله وبركاته
الحمد لله على إحسانه، والشكر له على توفيقه وامتنانه، وأشهد أن لا إله إلا الله وحده لا شريك له تعظيمًا لشأنه، وأشهد أن محمّدًا عبده ورسوله الداعي إلى رضوانه، صلّى الله عليه وعلى آله وأزواجه وذريته،

:وبعد

فإني أحمد الله عز وجل على إنجاز هذا العمل بفضلته، فله الحمد أولاً وآخراً، وأهدي هذا العمل لأبي وأمي - حفظهما الله ورعاهما- اللذان ربباني على حب الله ورسوله صلى الله عليه وسلم وغرسا في نفسي حب القراءة وطلب العلم. وإلى إخوتي جميعاً حفظهم الله ورعاهم، وإلى جميع الأساتذة الذين سعوا في تدريسي طيلة مسيرتي الدراسية، ثم أشكر أولئك الأخيار الذين مددوا لي يد المساعدة، خلال هذه الفترة، وفي مقدمتهم أستاذي المحترم المشرف على الرسالة فضيلة الأستاذ الدكتور: عمار مداح الذي لم يدخر جهداً في مساعدتي، كما هي عادته مع كل الطلبة، وكنت أجلس معه لفتح باب المناقشة والاستفسار، وكان يحثني على البحث، ويرغبني فيه، ويقوّي عزمي عليه فله من الله الأجر والجزاء ومني كل التقدير حفظه الله ورعاه وامتّعه بالصحة والعافية وנفع بعلمه وشكر الله سعيه، وكما أرجوا التوفيق لكل طلبة العلم والشباب هداهم الله ورعاهم، وسدد خطاهم وجعلكم الله في حفظه ورعايته، وفقنا الله وإياكم لما يحب ويرضى

Je réitère mes remerciements au Dr. MEDDAH qui m'a énormément aidé pour la réalisation de ce mémoire, sur le plan scientifique et logistique.

Avant-propos	4
Résumé	5
Abstract	6

Table des matières

PREMIÈRE PARTIE

SITUATION GEOLOGICO-STRUCTURALE DE LA REGION D'ETUDE

A– Les grandes unités structurales de l’orogénèse alpine du NW africain.	7
1- Unité structurale tello-rifaine (Chaine des Maghrébides)	9
2- Unité structurale atlasique, chaine atlasique ou domaine atlasique	10
B- L’Atlas saharien	11
1- Tectonique	12
2- Géochronologie	13
3- Le djebel Amour	17

DEUXIEME PARTIE

TERRAIN ET MICROSCOPIE

A- TERRAIN	18
1- Les lithologies volcano-sédimentaires du djebel Amour	18
2- Synthèse des lithologies volcano-sédimentaires du djebel Amour	20
B- MICROSCOPIE	21
1- Terminologie des textures pour l’étude des roches volcaniques	21
a- Texture ophitique et subophtitique	21
b- Texture gloméroporphyrique	22

c- La texture intersertale	22
d- Texture intersertale vitreuse	23
2- Caractéristiques des textures des dolérites	23
3- Etude de la minéralogie magmatique et des textures	24
a- Opaque	25
b- Feldspath	26
c- Pyroxène	30
d- Verre volcanique	32
4- Minéralogie secondaire	33
a- Amphibole	33
b- Epidote	34
c- Chlorite	36
d- Opaque tardif	37
5- Conclusions sur l'étude microscopique	38

TROISIEME PARTIE

DISCUSSIONS ET CONCLUSIONS

A- DISCUSSIONS	39
1- Le contexte de mise en place à l'échelle régionale	39
2- L'étude microscopique	40
3- L'étude des textures	41
4- Le temps géologique	41
5- Le contexte géodynamique de mise en place à l'échelle planétaire	43

B- LES CONCLUSIONS	47
C- REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	48



Annexe	55
---------------	----

AVANT-PROPOS

Ce mémoire a bénéficié de l'aide matérielle du Dr. MEDDAH A. notamment pour les données de terrain et pour la confection des lames minces à l'ENS de Lyon et à l'Université Claude Bernard de Lyon, France.

Sur 20 lames minces, le choix a porté sur 15 lames minces pour la réalisation de ce mémoire.

Le mémoire est structuré en 3 parties

1- C'est des généralités sur la situation géologico-structurale de la région d'étude, pour donner une vision au lecteur sur les unités structurales de l'Algérie et des informations géologiques sur le domaine atlasique.

2- C'est le travail personnel qui décrit les lithologies de la période triasique associées aux volcanites basiques. Il est complété par la description microscopique des roches volcaniques, et de leur évolution au cours du temps géologique, étoffées par des conclusions.

3- C'est la partie réservée aux discussions de l'étude afin d'aboutir aux conclusions. Il est également cité les références bibliographiques qui ont permis de mener à terme cette étude.

Il est à noter que chaque partie du mémoire à ses propres figures et photos

- L'étude microscopique et les photos des sections de lames minces ont été effectuées au laboratoire pédagogique du centre universitaire Ali Kafi, Tindouf.

- La description minéralogique est basée sur le livre de "Roubault, M., Fabries, J., Touret, J., Weisbrod, A.; 1963: Détermination des minéraux des roches au microscope polarisant. Edit. Lamarre-Poinat". L'agencement minéralogique, "Les textures", est basé sur le livre de "MacKenzie W.S., Donaldso C.H., Guilford C., 1995 : Atlas des roches magmatiques. Masson. Paris"

RÉSUMÉ

L'étude géologique montre que le magmatisme du djebel Amour est un volcanisme qui s'est mis en place dans des terrains d'âge fini-triasiques de nature argilo-gyso-salins (évaporitiques) et gorgés d'eau. A cette époque géologique, le contexte géodynamique est contrôlé par des forces distensives. Le déplacement des plaques lithosphériques sur la couche low velocity zone (LVZ), en distension, favorise les ouvertures intracontinentales et par conséquent la mise en place d'un volcanisme continental qui s'épanche sur les continents euro-américano-africain. Le sujet d'étude intitulé le "Volcanisme du djebel Amour, Atlas saharien central" s'inscrit dans le contexte géodynamique de la dislocation de la Pangée et de l'ouverture de l'océan Atlantique à la fin du Trias/Début du Jurassique. L'étude pétrographique montre que les volcanites appartiennent au domaine sub-alkalin à basicité intermédiaire et de nature basaltique. Elles correspondent à des tholéiites continentales. Au cours du temps géologiques post Trias/Jurassique, les basaltes ont subi des transformations post-magmatiques. La nouvelle minéralogie (Paragenèse) se situe dans le faciès métamorphique schiste vert d'Eskola où les températures (T°) sont comprises entre 350° à 450° et les pressions (P) entre 2 à 6 KB. La transformation des volcanites conduit à des metabasites et à des épidotites. Les basaltes tholéiitiques intracontinentaux, du djebel Amour, sont en relation avec les ouvertures des premiers bassins du domaine atlasique.

Mots clés : Domaine Subalkalin ; tholéiite continentale ; Terrain évaporitique ; Plaque lithosphérique ; Pangée ; Faciès métamorphique schiste vert ; Métabasite, épidotite.

ABSTRACT

THE GEOLOGICAL STUDY SHOWS THAT THE VOLCANISM OF DJEBEL AMOUR TOOK PLACE AT THE END OF THE TRIASSIC AND THE BEGINNING OF THE JURASSIC, IN A CLAY-GYSO-SALINE (EVAPORITIC) AND WATERLOGGED ENVIRONMENT. AT THIS GEOLOGICAL PERIOD, THE GEODYNAMIC CONTEXT IS CONTROLLED BY DISTENSIVE FORCES. THE MOVEMENT OF LITHOSPHERIC PLATES IN DISTENTION ON THE LOW VELOCITY ZONE (LVZ) FAVORS INTRACONTINENTAL OPENINGS AND CONSEQUENTLY CONTINENTAL VOLCANISM ON THE EUROPEAN, AMERICAN AND AFRICAN LITHOSPHERIC PLATES. THE SUBJECT OF STUDY ENTITLED "DJEBEL AMOUR VOLCANISM" IS PART OF THE GEODYNAMICAL CONTEXT OF THE DISLOCATION OF PANGEA AND THE OPENING OF THE ATLANTIC OCEAN AT THE END OF THE TRIAS/LOWER JURASSIC. THE PETROGRAPHIC STUDY SHOWS THAT THE ROCKS BELONG TO THE SUB-ALKALINE DOMAIN WITH INTERMEDIATE BASICITY AND BASALTIC NATURE. THE VOLCANICS CORRESPOND TO CONTINENTAL THOLEIITES. DURING POST-TRIASSIC/JURASSIC GEOLOGICAL TIMES, THE BASALTS UNDERWENT POST-MAGMATIC TRANSFORMATIONS. THE NEW MINERALOGY (PARAGENESIS) IS LOCATED IN THE GREEN SCHIST METAMORPHIC FACIES FOR TEMPERATURES (T°) BETWEEN 350° TO 450° AND PRESSURES (P) BETWEEN 2 TO 6 KB. THE TRANSFORMATION OF VOLCANICS LEADS TO METABASITES AND EPIDOTITES. THE INTRACONTINENTAL THOLEIITIC BASALTS OF JEBEL AMOUR ARE RELATED TO THE OPENINGS OF THE FIRST BASINS OF THE ATLAS DOMAIN.

KEYWORDS: SUBALKALINE DOMAIN; CONTINENTAL THOLEITE; EVAPORITIC; LITHOSPHERIC PLATE; PANGEA; GREENSCHIST METAMORPHIC FACIES; METABASITE AND EPIDOTITE.

PREMIÈRE PARTIE

SITUATION GEOLOGICO-STRUCTURALE DE LA REGION D'ETUDE

A– Les grandes unités structurales de l’orogénèse alpine du NW africain.

L’Algérie comprend deux grandes unités structurales. Le domaine orogénique Alpin au Nord et le domaine cratonique au Sud. Ces deux unités sont séparées par l’accident sud atlasique (Fig.1).

La région d’étude se trouve au Nord du domaine cratonique (point rouge étoilé sur la Fig.1, elle appartient au domaine structural de l’orogénèse alpine du NW africain.

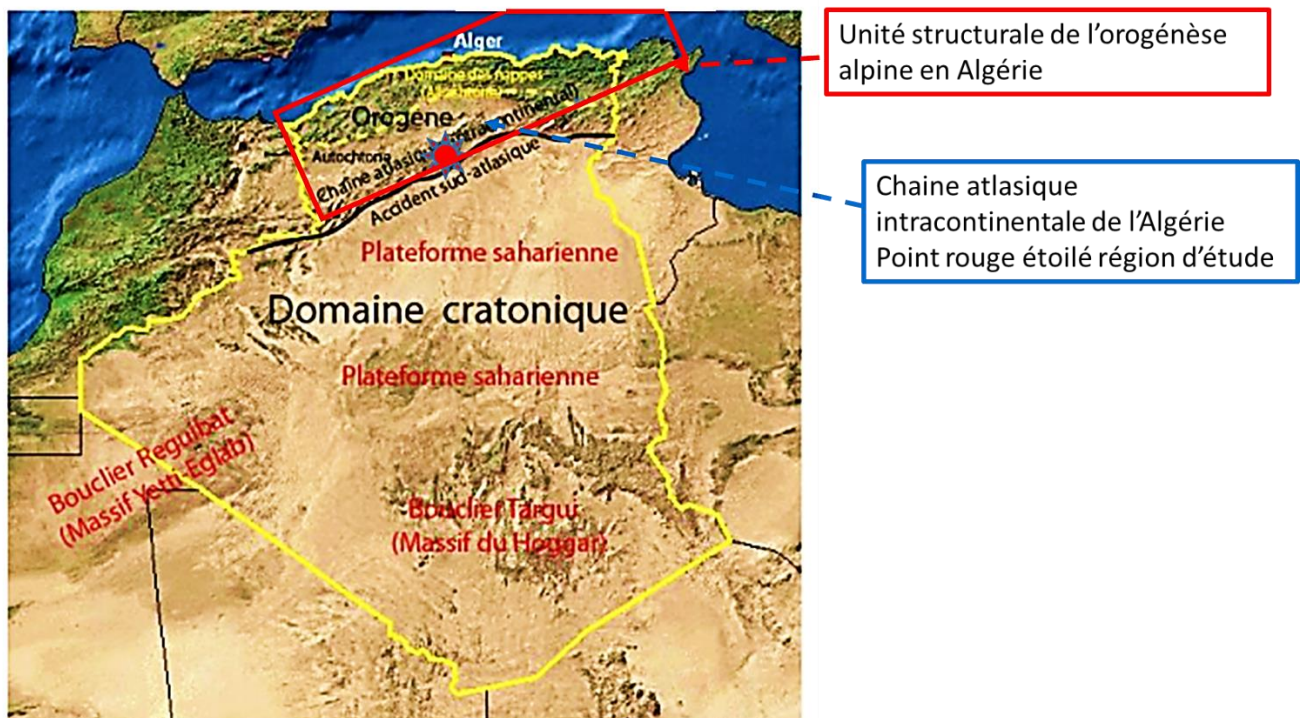


Fig.1 Les deux grandes unités structurales de l’Algérie dans le NW-africain.

<https://fr.scribd.com/presentation/501429000/les-bassins-sedimentaires-en-Algerie>

Les différentes unités structurales de l'Afrique du Nord-Ouest, visibles sur les cartes géologiques, ont été structurées par les orogénèses hercynienne et alpine.

Les unités structurales de l'orogénèse alpine sont représentées par la chaîne des Maghrébides (unité structurale tello-rifaine) dans sa partie nord, et par la chaîne atlasique intracontinentale dans sa partie sud (Fig.1).

Entre ces deux unités structurales, il y a le domaine tlemcénien structuré par les mouvements orogéniques hercyno-alpin où l'âge des affleurements varie du paléozoïque à la fin Cénozoïque et la meseta orientale (Hautes plaines) représentée par un segment de la chaîne hercynienne recouvert par une couverture méso-cénozoïque (Piqué, 1998)

Ces unités structurales de l'Afrique du Nord-Ouest s'opposent au domaine cratonique dont elles se séparent par l'accident sud atlasique (Fig.2).

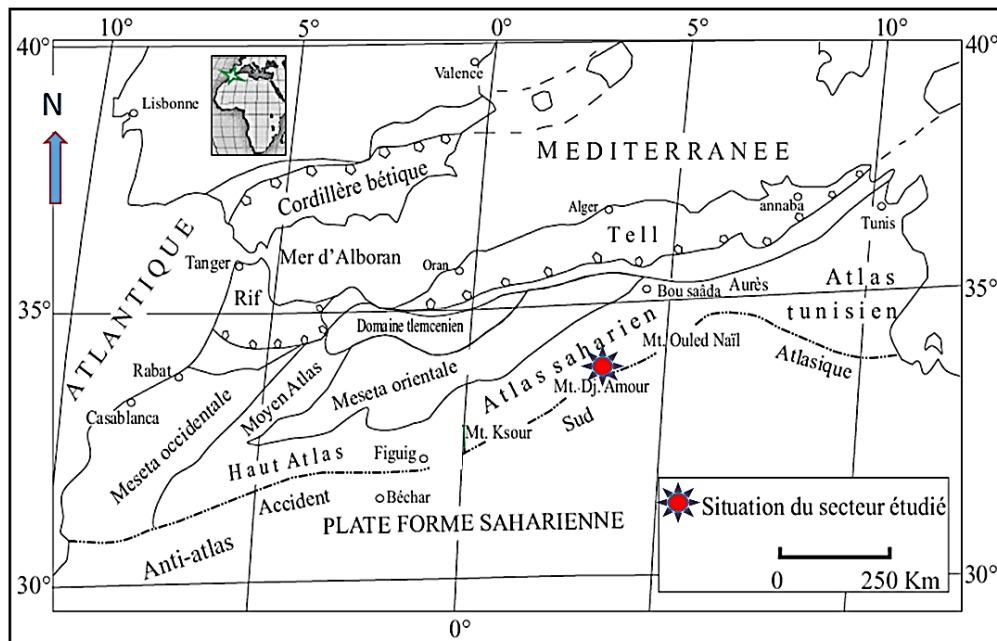


Fig.2 : Les grandes unités structurales de l'orogénèse alpine du NW africain limitées par l'accident sud atlasique au sud (Trait en pointillé). (Meddah, 2006 ; 2007).

1- Unité structurale tello-rifaine (Chaîne des Maghrébides)

Comme on peut le constater sur la figure 3, l'unité structurale "chaines des Maghrébides" est parallèle à la bordure sud de la mer d'Alboran, de la méditerranée et du bassin algérien.

Elle se poursuit vers l'ouest par la cordillère bétique qui longe la mer d'Alboran. A l'Est, elle se prolonge par la chaîne alpine Apennins qui longe la mer Tyrrhénienne (Fig.3), (Etheve et al., 2016 et Leprêtre et al., 2018).

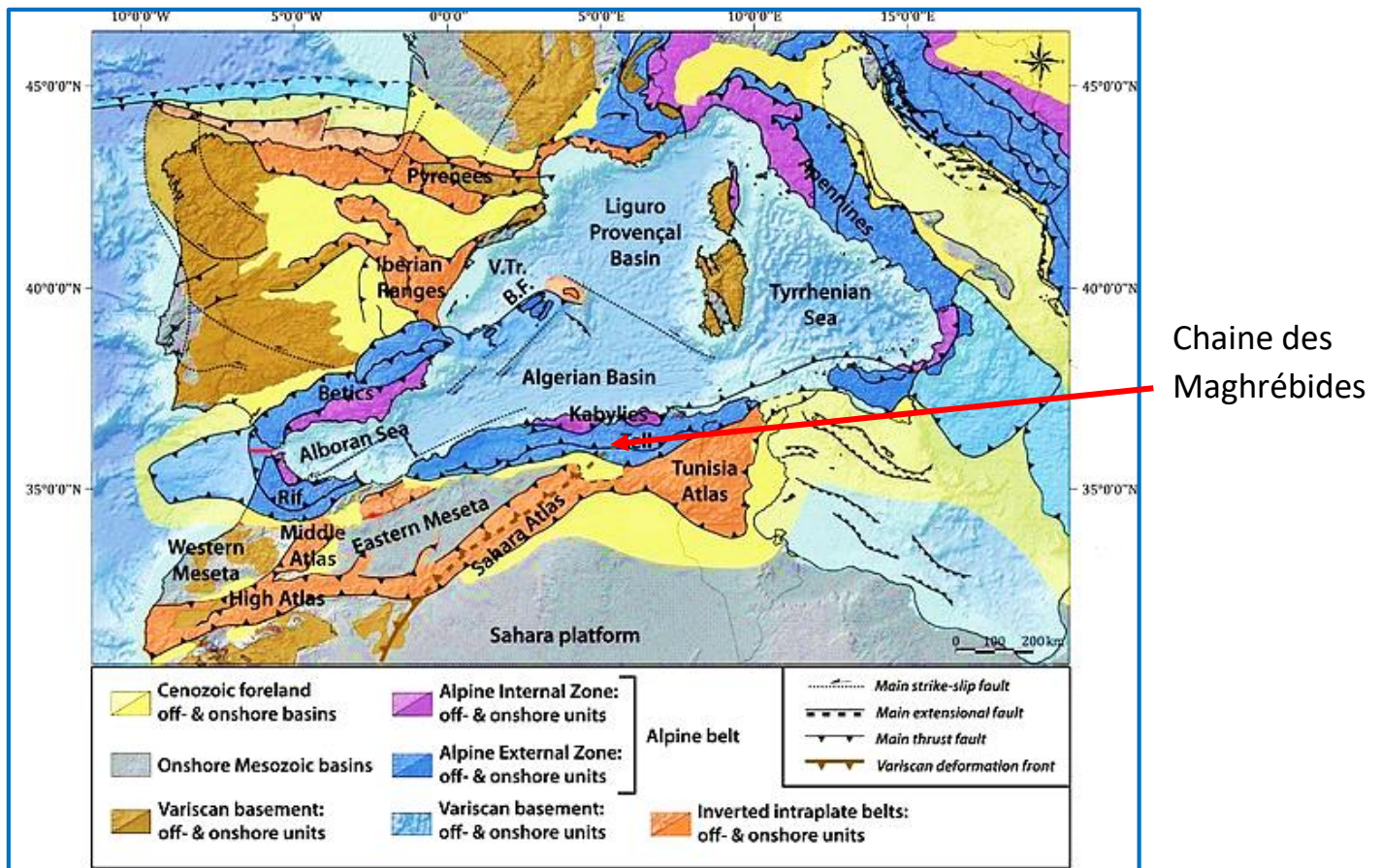


Fig.3 : Schéma structural de l'ouest de la Méditerranée (Etheve et al., 2016 et Leprêtre et al., 2018).

L'unité structurale "Chaines des Maghrébides" est composée du Nord vers le Sud par : les zones internes (massifs anciens constitués par un socle métamorphique surmonté par du paléozoïque schisteux d'âge Cambrien à carbonifère inférieur et une couverture qui est la chaîne calcaire ou dorsale kabyle méso-cénozoïque) (Elmi, 1977 ; Wildi, 1983).

La zone des flysch localisée entre les zone internes et externes est constituée par des dépôts silico-clastiques méso-cénozoïques.

Les zones externes sont composées essentiellement par des nappes à matériel marneux méso-cénozoïque (Fig.4).

2- Unité structurale atlasique, chaîne atlasique ou domaine atlasique

L'unité structurale atlasique, ou chaîne atlasique, longe l'accident sud atlasique (Fig.2) qui la sépare de l'Anti-Atlas et de la plate-forme saharienne (domaine saharien).

La chaîne atlasique est constituée par le Haut Atlas et le moyen Atlas au Maroc, l'Atlas saharien en Algérie et l'Atlas tunisien en Tunisie (Fig.2).

Le Haut Atlas se prolonge en Algérie par l'Atlas saharien. Au Maroc, le Haut Atlas se poursuit vers le NE par le Moyen Atlas puis en Algérie par le domaine tlemcénien. En Algérie, l'Atlas saharien se prolonge vers l'Est par l'Atlas tunisien en Tunisie.

(Fig. 2)

Cet ensemble structural de la chaîne atlasique se caractérise par des affleurements autochtones d'âge méso-cénozoïques plissés et soulevés par l'orogénèse alpine (Fig.4) (Laville et al., 1998 ; Piqué, 1998).

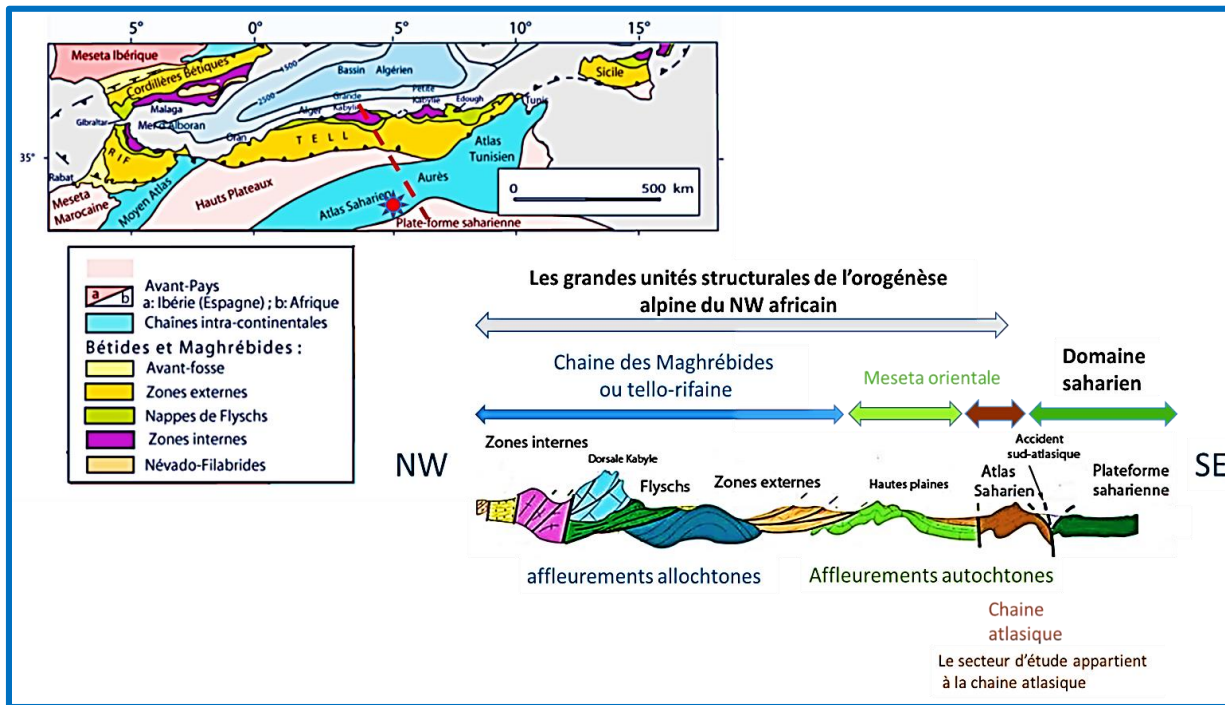


Fig.4 : Coupe NW-SE montrant les différentes unités structurales de l'Algérie (Trait de coupe en rouge de 500 Km, point rouge étoilé c'est la région d'étude, reporté sur carte géologique en haut à gauche) (Caire, 1971 ; Mattauer et al., 1977 ; Piqué, 1998 ; Frizon de Lamotte et al. 2006)

La chaîne atlasique s'est formée à l'intérieur du continent africain appartenant à la plaque lithosphérique africaine, c'est donc une chaîne intra-continentale (Mattauer et al., 1977).

B- L'Atlas saharien

L'Atlas saharien est constitué de l'Ouest vers l'Est par les monts des Ksour, le djebel Amour (région d'étude, marqué par un point rouge étoilé, Fig.4), les monts des Ouled Naïl, et par les monts des Aurès-Némentcha (Fig.2).

Sur le plan litho-stratigraphique, il n'y a pas d'affleurement paléozoïque dans l'Atlas saharien. Les affleurements sédimentaires sont d'âge méso-cénozoïque.

Le mésozoïque commence par des affleurements d'argiles gypso-salines et des roches volcaniques de nature basaltiques, surmontés par une suite sédimentaire

constituée de carbonates dolomitiques, de marno-calcaires, de grès et par des argiles gréseuses au sommet. Le Cénozoïque repose en discordance sur n'importe quel terme du Mésozoïque ; il est constitué par des séries rouges et conglomératiques (Fig. 5) (Delfaut, 1973 ; Ait-Ouali, 1982)

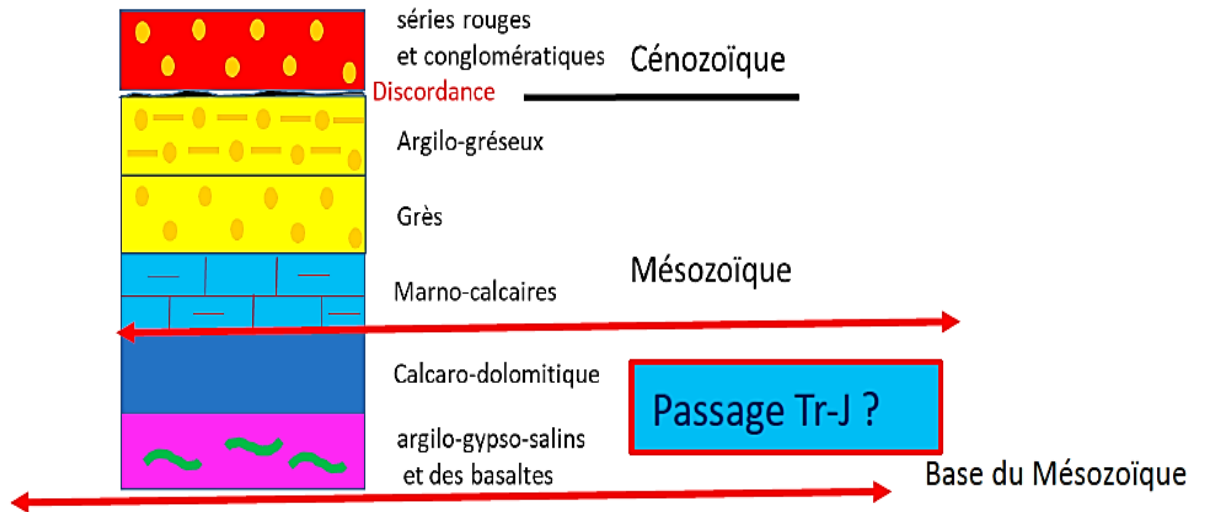


Fig.5 Log stratigraphique synthétique de l'Atlas saharien (D'après les études d'Ait-Ouali, 1991 ; 1992 ; 1995)

1- Tectonique

Sur le plan tectonique, cet ensemble litho-stratigraphique a été soulevé, plissé et fracturé par l'orogénèse alpine (Flamand, 1911 ; Bassoulet, 1973 ; Ait Ouali, 1991). Dans ce contexte, les affleurements argilo-gypso-salins et volcaniques occupe deux positions structurales :

1- dans les plis anticlinaux de direction NE-SW

2- dans les failles de direction E-W comme par exemple à Tiout et à Ain-Ouarka (Douihasni et Rolet, 1974 ; Meddah, 1998 ; 2006 ; 2007 ; 2010 ; 2017) c'est-à-dire transversalement aux plis anticlinaux de direction NE-SW (Douihasni, M., 1976 ; Douihasni et Rolet, 1974).

2- Géochronologie

Pour situer le lecteur, la base du Mésozoïque correspond à la période Triasique, elle est suivie par la période du Jurassique. Le terme « Trias » a été créé en 1834 Friedrich von Alberti ([in Théobald et, Gama, 1969 ; Stuttgart & Tübingen, 1834.](#)) pour grouper trois formations, d'âges différents, connues en Allemagne sous les noms de Buntsandstein à la base, Muschelkalk au milieu et Keuper au sommet. Le Buntsandstein est représenté par des grès, des marnes à anhydrite et sel gemme ; c'est un faciès continental évaporitique. Le Muschelkalk par des calcaires et des dolomies ; c'est un faciès marin. Le Keuper est représenté par des marnes à anhydrite et sel ; c'est un faciès continental évaporitique. Cette sédimentation correspond aux faciès du Trias de type germanique des bassins épicontinentaux plus ou moins confinés.

Les terrains triasiques, avec des séries lithologiques plus épaisses, sont définis dans les Alpes (dans les géo-synclinaux). Le Trias inférieur (Werfénien, ou Scythien) comprend des sables, des conglomérats et des argilites. Le Trias moyen (l'Anisien) est représenté par des marnes sableuses et des calcaires à Brachiopodes et Céphalopodes ; le Ladinien, fait de deux termes : argilites à la base, recouverte par des carbonates récifaux. Le trias supérieur (le Carnien) correspond à des faciès sableux de bordure ; le Norien et le Rhétien constituent les formations massives carbonatées, surtout dolomitiques et stromatolitiques indiquant un milieu marin peu profond. (Fig.6)

La figure 6 correspond à l'Echelle stratigraphique de la période triasico-liasique réactualisée par [Gradstein et Ogg, 2004.](#)

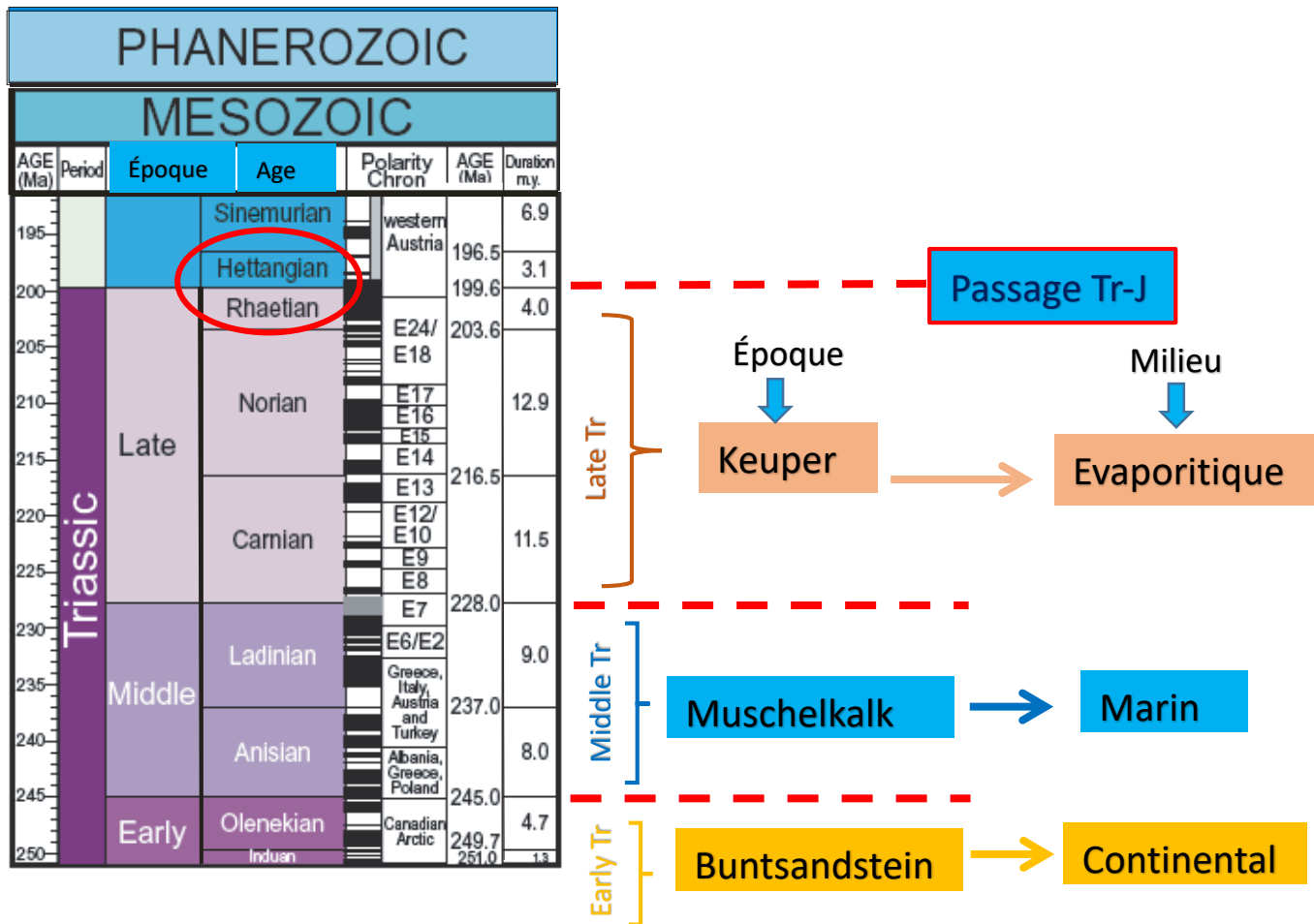


Fig.6 Trias Alpin (Bassins géosynclinaux)

Fig.6 Trias Germanique (Bassins épicontinentaux)

Dans l'Atlas saharien occidental, le djebel Melah de Mécheria (région de Naâma), le Trias est daté par [Flamand \(1911\)](#), et il le situe dans le Keuper germanique (Nomenclature allemande) et les calcaires dolomitiques qui se trouvent au-dessus au passage Trias-Jurassique (cercle rouge sur la figure 6).

[Bassoulet 1971, 1973](#) rapporte au Rhétien-Hettangien les formations carbonatées de djebel Melah (Nomenclature alpine) par comparaison avec les formations dolomitiques gris bleuté du pont Tiout.

En effet, au pont de Tiout, il date les calcaires dolomitiques du Rhétien ou Hettangien (Fig.6 cercle rouge ; Fig.7). Ils considèrent que les calcaires dolomitiques de djebel Melah et de djebel Djara (Atlas saharien occidental, région d'Ain-Sefra) sont d'âge Rhétien-Hettangien. Cette datation est basée sur la découverte de fossiles dans les calcaires dolomitiques.

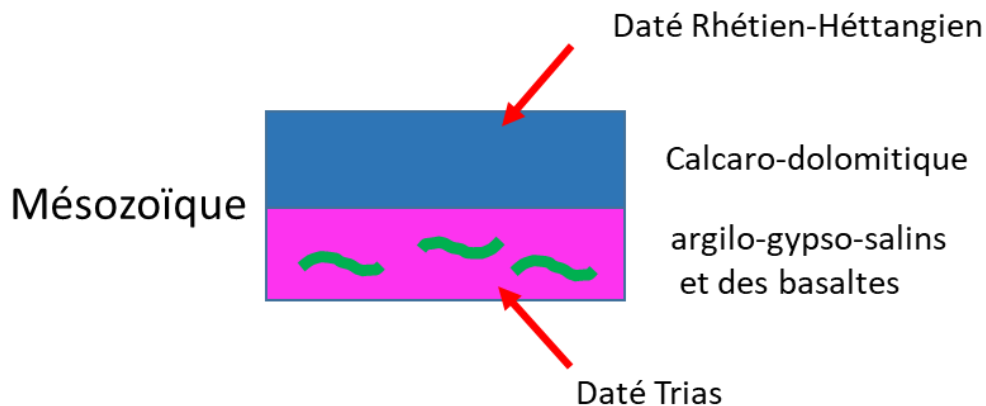


Fig. 7 Datation relative des affleurements argilo-gypso-salins et volcaniques (basaltes) de djebel Melah de Mécheria et de Tiout (Flamand, 1911 ; Bassoulet ; 1971, 1973).

Au djebel Chémariikh Mékahli (1995) date, les dolomies qui se trouvent au-dessus des argiles gypso-salines, de l'Hettangien avec une ammonite (*Caloceras sp. Zone Planorbis*) (Fig.8)

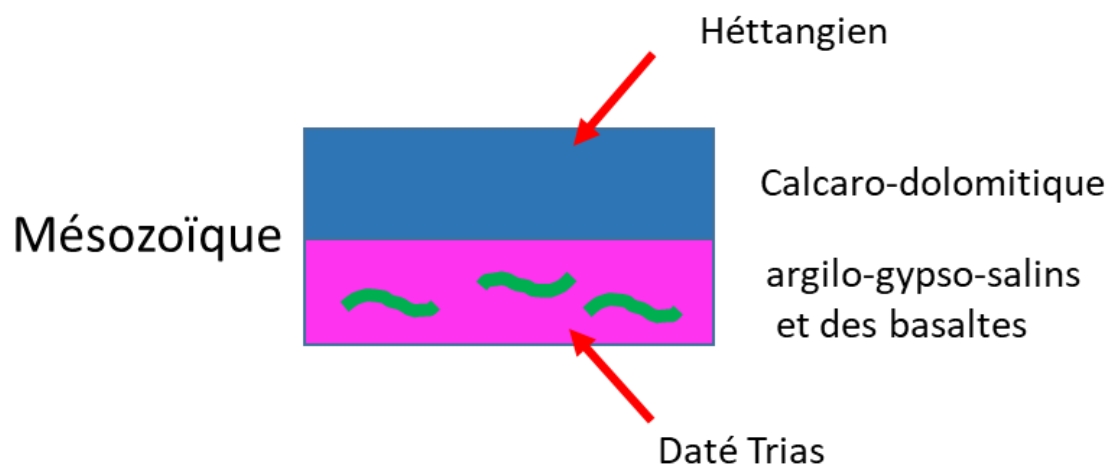


Fig. 8 Datation relative des affleurements argilo-gypso-salins et volcaniques (basaltes) au djebel Chémariikh région d'Ain-Ouarka (Mékahli, 1995)

Il est à noter que tous les calcaires dolomitiques qui se trouvent stratigraphiquement au-dessus des argiles gypso-salines associées à des coulées basaltiques correspondent au passage Trias/Jurassique (Tr-J) (Fig.9) (Meddah et al., 2007). Il en de même au Haut Atlas (Domaine atlasique marocain) (Bertrand, 1991) En définitif, les fossiles trouvés dans les affleurements triasiques de l'Atlas saharien occidental (Bassoullet, 1971, 1973) et la découverte d'ammonites héttangiennes à Ain-Ouarka (Mékahli 1995) sont suffisantes pour situer stratigraphiquement les argiles évaporitiques, les roches volcaniques (basaltes) et les formations calcaro-dolomitiques à la fin du Trias et au passage Trias/Jurassique (Voir Fig.6). Cette suite lithostratigraphique, argiles évaporitiques et roches volcaniques (basaltes), permet de faire des comparaisons avec les affleurements du jebel Amour.

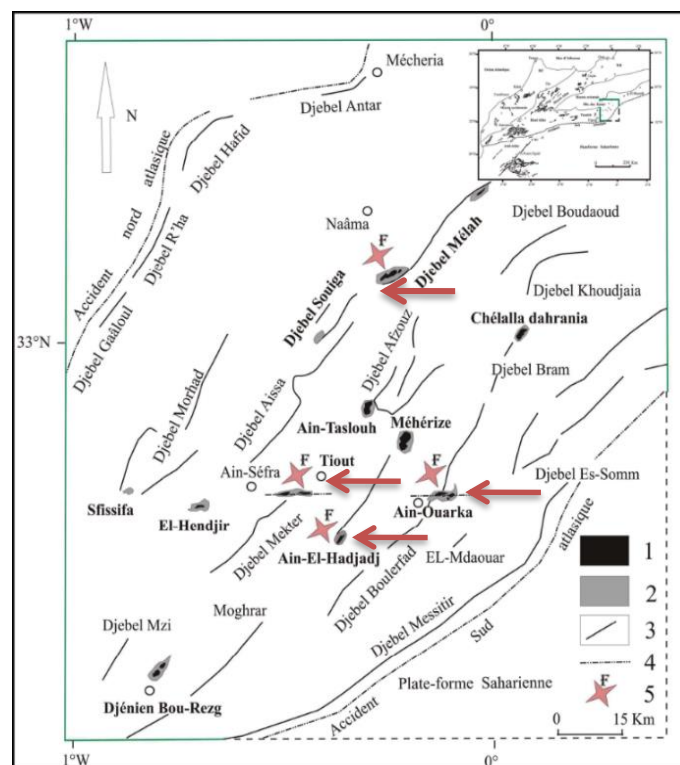


Fig.9 Différents affleurements argilo-gypso-salins et volcaniques (basaltes) datés de la fin du Trias (Flamand, 1911 ; Bassoullet ; 1971, 1973 ; Mékahli (1995 ; Meddah et al., 2007). 1- Affleurement avec basaltes ; 2- Sans basaltes ; 3- Anticlinaux ; 4- Accident Sud-atlasique ; 5- Présence de fossiles triasiques signalés par des flèches rouges.

3- Le djebel Amour

Le djebel Amour appartient à l'Atlas saharien (domaine atlasique). Il se situe dans la continuité NE des monts des Ksour (Fig. 2). Il est la continuité des monts des Ksour (Fig. 10). Il fait partie intégrante de l'histoire géologique du domaine atlasique (Haut et moyen Atlas, Atlas saharien et Tunisien).

Dans le djebel Amour, il y a les mêmes affleurements, d'âge méso-cénozoïques que ceux qui se trouvent dans les monts des Ksour (Fig.10) (Flamand, 1911 ; Bassoullet, 1973 ; Ait Ouali, 1991 ; Mékahli, 1995 ; Meddah, 1998).

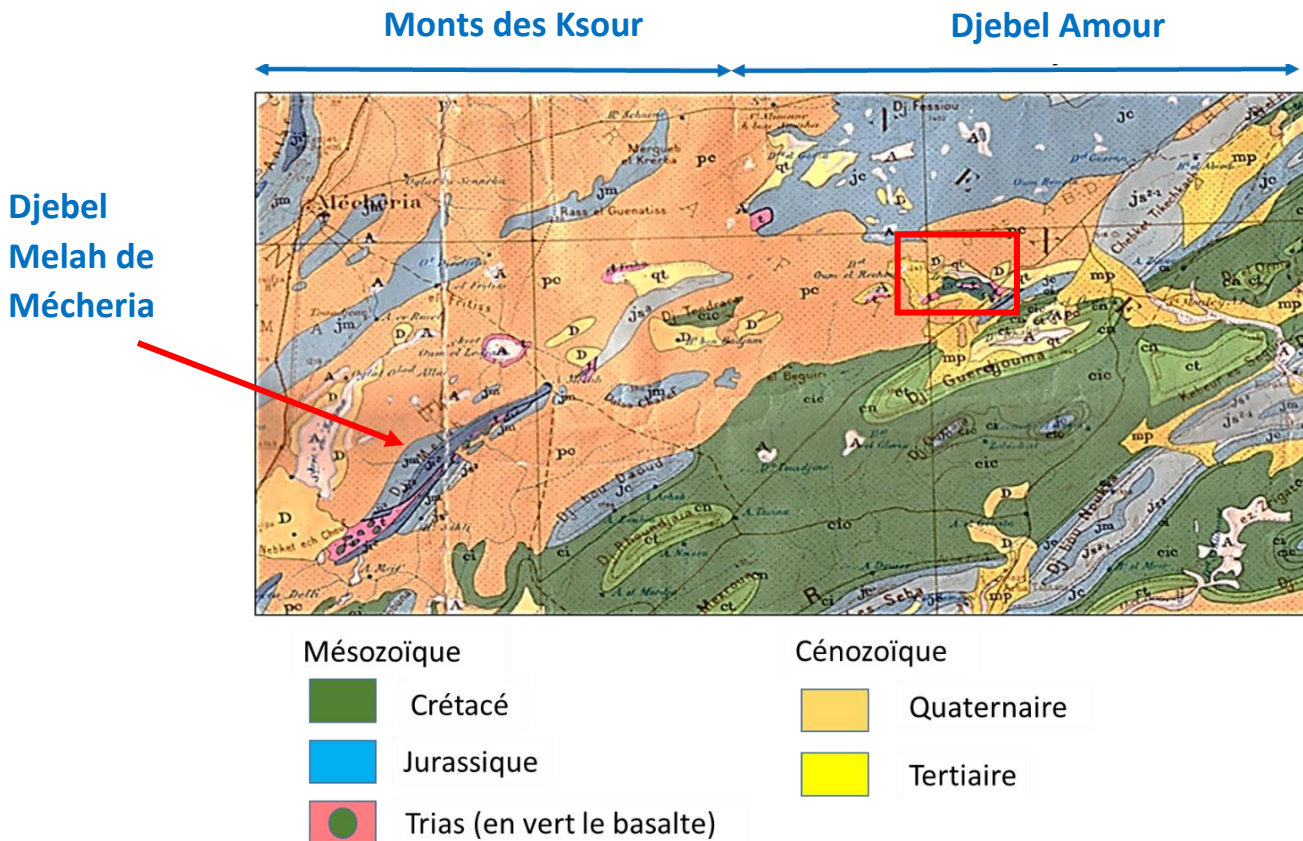


Fig.10 Carte géologique monts des Ksour/djebel Amour (domaine atlasique).

Les basaltes sont colorés en vert et mentionnés par « ω » ; ils sont associés aux affleurements du Trias (couleur rose). (Référence : Carte géologique de l'Algérie ; Echelle 1/500000 ; édition 1951-1952). Le secteur d'étude est indiqué par le rectangle rouge.

DEUXIEME PARTIE

TERRAIN ET MICROSCOPIE

A- TERRAIN

1- Les lithologies volcano-sédimentaires du djebel Amour

Le djebel Amour est une région de l'Atlas saharien, dans laquelle les lithologies volcano-sédimentaires sont similaires à ceux des monts des Ksour (Flammand, 1911 ; Galmier, 1970, 1972; Meddah, 1998, 2007, 2010, 21017).

Les roches volcaniques sont associées aux affleurements argilo-gypso-salins de la région

La série stratigraphique argilo-gypso-saline et volcanique est simple et homogène sur l'ensemble de la région : [une partie sédimentaire argilo-gypso-saline versicolore à la base surmontée par des affleurements volcaniques (Photo 1, 2 et 3). Ils sont le prolongement des affleurements des monts des Ksour (Atlas saharien occidental) vers le NE (voir Fig.10 de la 1^{ère} partie).

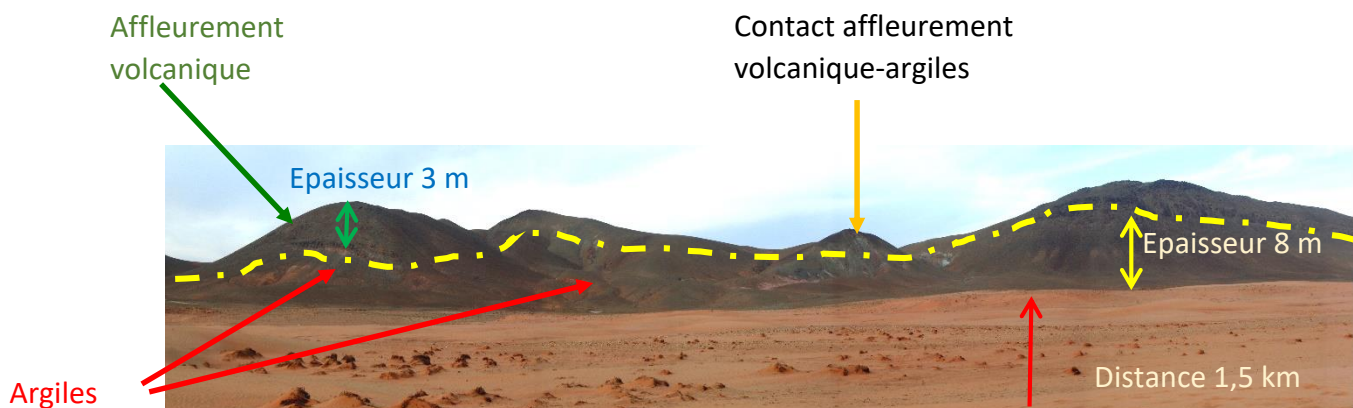


Photo 1 Position stratigraphique des affleurements volcaniques du djebel Amour (Photo A. Meddah)

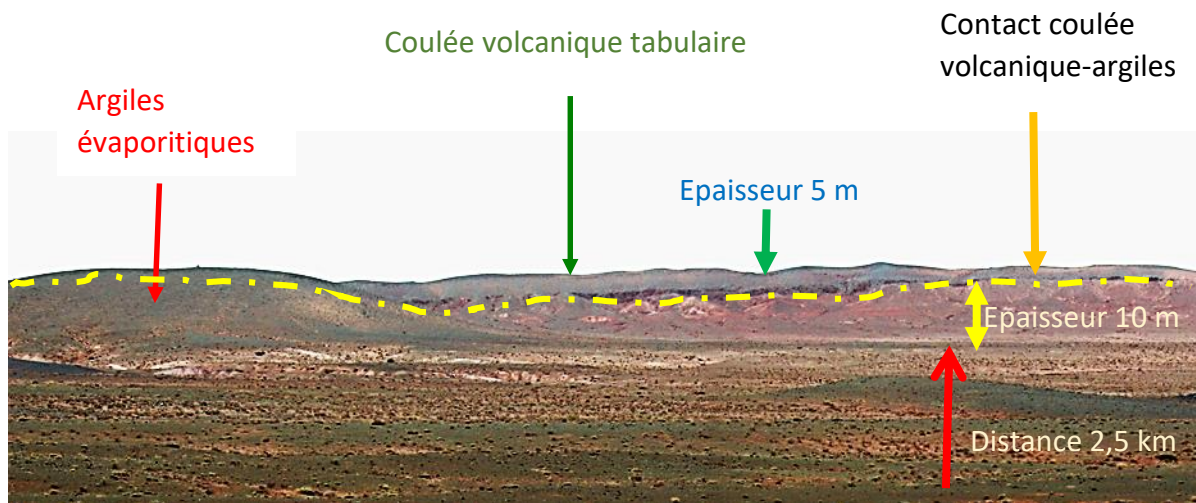


Photo 2 Photo montrant les argiles gypso-salines (évaporitiques) à la base, surmontées par les coulées volcaniques tabulaires (Photo A. Meddah)

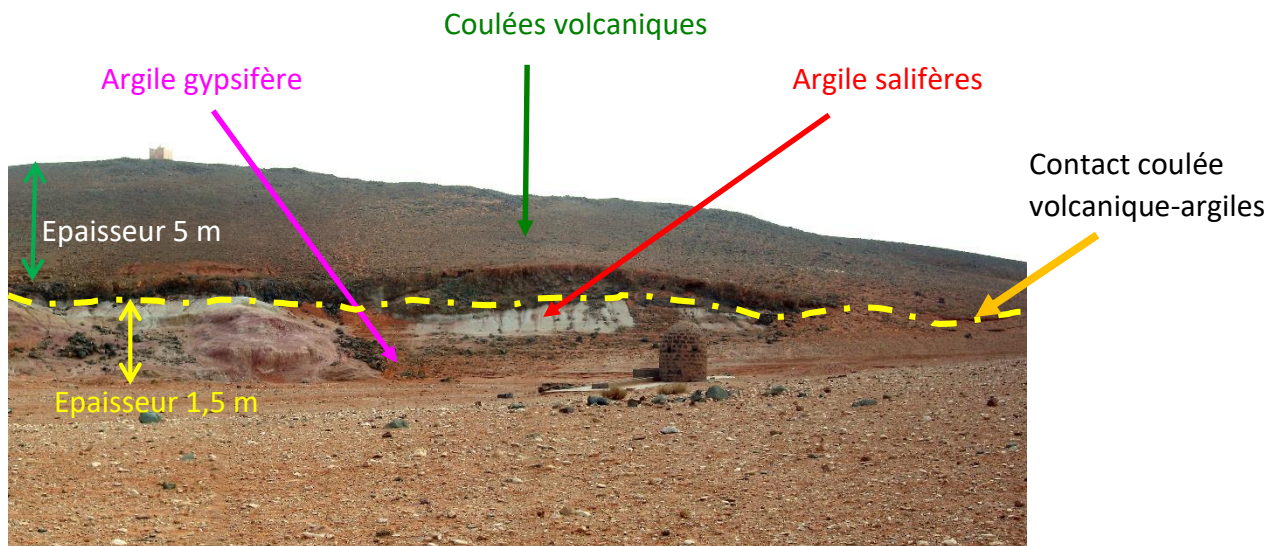


Photo 3 montrant l'argile de couleur rouge ocre gypsifère, à la base, suivie par l'argile blanchâtre salifère ; au-dessus de cet affleurement argilo-gypso-salin, il y a les coulées volcaniques. (Photo A. Meddah)

Les argiles gypso-salines ont une épaisseur qui varie de 1,5m à 10m selon les endroits (Voir photo 1, 2, 3). Elles ont une couleur rouge ocre à la base, rugueuses et contiennent des gypses. Ces gypses sont blanchâtres ou tachetés par des

impuretés de couleur rouge ocre qui est de l'argile. Le gypse se présente en fer de lance, sous forme saccharoïde ou fibreuse.

Les roches volcaniques montrent une structure de coulées dont l'épaisseur varie entre 2m et 5m. Elles ont un aspect massif ou vacuolaire dans la partie supérieure.

Les roches volcaniques ont une couleur vert foncé à clair. Elles sont dures, et denses. La texture est aphanitique parce que les minéraux ne se sont pas visibles à l'œil nu.

2- Synthèse des lithologies volcano-sédimentaires du djebel Amour

Les formations lithologiques argile gypso-salines et volcaniques se présentent morphologiquement sous forme de buttes coniques ou tabulaires (voir photos 1, 2 et 3). Une coupe synthétique est présentée en figure 1.

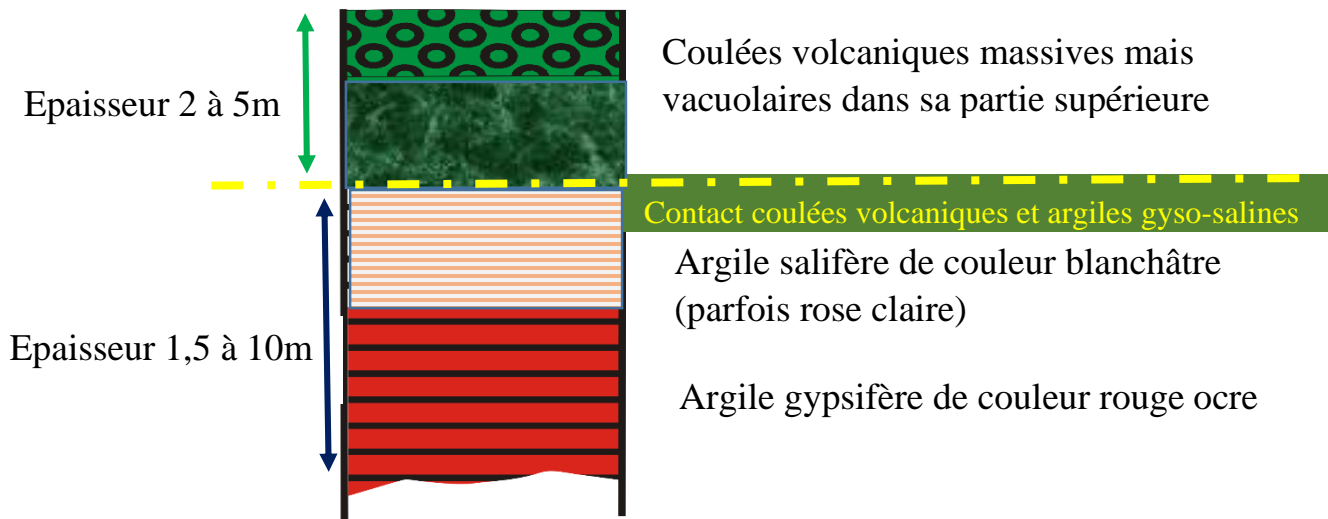


Fig. 1 Coupe synthétique des lithologies volcano-sédimentaires du djebel Amour selon l'ordre chronologique des affleurements visibles sur le terrain.

B- Microscopie

Les roches volcaniques du djebel Amour sont des basaltes constitués par les mêmes minéraux. Les minéraux sont le pyroxène, feldspath plagioclase. Le verre volcanique lorsqu'il existe dans la roche, il ne dépasse 3% du volume total de la roche.

L'étude microscopique se base 1- sur la description des textures, 2- Sur les minéraux magmatiques et 3- sur les minéraux secondaires.

1- Terminologie des textures pour l'étude des roches volcaniques

L'étude des textures des roches volcaniques du djebel Amour est basée sur la terminologie de [MacKenzie et al., 1995](#).

Si dans un basalte, on observe la texture doléritique, on parle de roche doléritique ou de roche hypovolcanite.

La texture doléritique est définie par la disposition et l'agencement en charpente des lattes de plagioclases. Les plagioclases s'appuient les uns contre les autres laissant des vides entre eux. Cette disposition détermine la texture doléritique. Les charpentes de plagioclases par rapport au pyroxène, et le remplissage des espaces existant entre les lattes de plagioclases par des minéraux déterminent plusieurs variétés de textures qui sont les suivantes.

a- Texture ophitique et subophitique

Si les minéraux de plagioclases disposés en charpente se trouvent disposés au hasard et totalement englobés par du pyroxène on parle de *texture ophitique ou pæcilo-ophitique*. (Photo 4).

Si les minéraux de plagioclases disposés en charpente sont partiellement englobés par du pyroxène on parle de *texture sub-ophitique*.

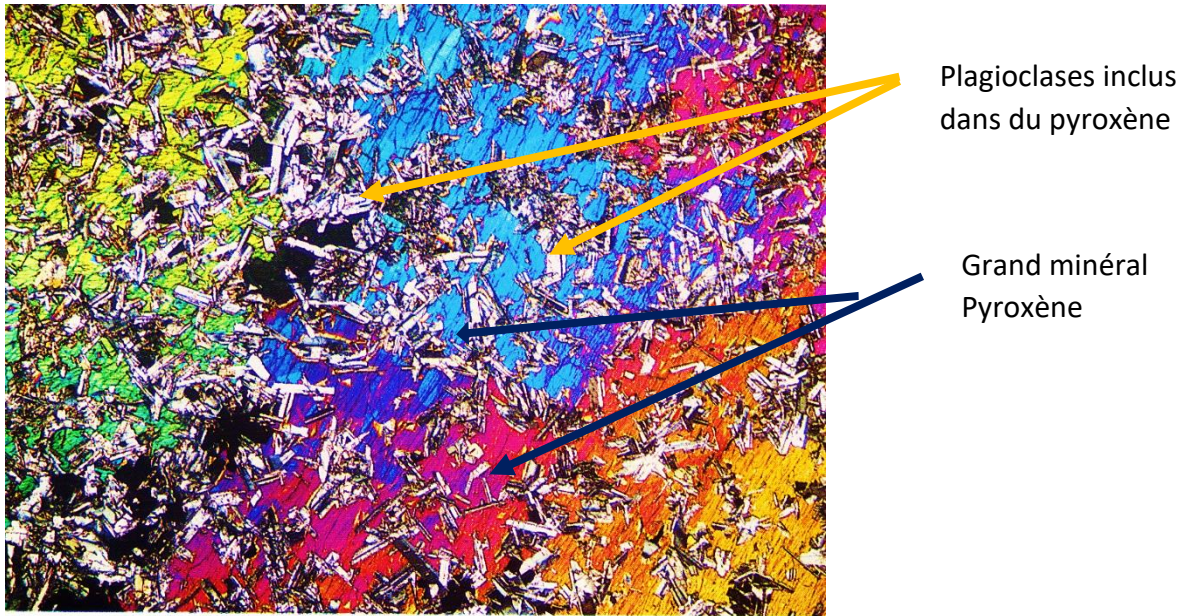


Photo 4 montrant la texture ophitique (texture poecilito-ophitique) (Cette texture n'existe pas dans les basaltes des djebel Amour. (Photo MacKenzie, et al.,1995)

b- Texture gloméroporphyrique

La texture gloméroporphyrique est une texture équivalente à la texture porphyrique des roches ignées à texture microlitique. Dans la texture gloméroporphyrique les minéraux sont du plagioclase et du pyroxène de grande taille qui baignent dans une mésostase de petits minéraux plagioclases disposés en charpente c'est-à-dire à texture doléritique.

c- Texture intersertale.

On parle de texture intersertale (photo 5) si les espaces (les vides) entre les minéraux de plagioclases, disposés en charpente, sont occupés par des petits minéraux magmatiques (Par exemple pyroxène et olivine), par du verre volcanique ou de minéraux secondaires provenant de la transformation secondaire des minéraux magmatiques (Par exemple pyroxène, olivine et dévitrification du verre volcanique)



Photo 5 Texture intersertale <https://www.alexstrekeisen.it/english/vulc/intersertal.php>

d- Texture intersertale vitreuse

On parle de texture intersertale vitreuse si le verre volcanique englobe du plagioclase.

2- Caractéristiques des textures des dolérites

Les roches doléritiques sont des roches à composition chimique et minéralogique basaltiques (MacKenzie, et al.,1995).

Leur texture est en relation avec leur mise en place en semi profondeur. On parle aussi de roches hypovolcanites c'est-à-dire mises en place en filons, sills, necks sans atteindre la surface. C'est la raison pour laquelle leur texture se situe, du point de vue taille des plagioclases, entre la texture microlitique d'un basalte (mis en place en surface) et celle d'un gabbro à texture grenue (mis en place en profondeur). Cette particularité de mise en place s'exprime par une texture doléritique.

L'étude microscopique effectuée sur 15 lames minces et les photos des sections choisies ont été effectuées au laboratoire pédagogique du centre universitaire Ali Kafi, Tindouf.

3- Etude de la minéralogie magmatique et des textures

L'étude microscopique est faite en lumière polarisée non analysée (LPNA) ou lumière naturelle, et sur la lumière polarisée (LP)

En Lumière Polarisée (LP), on utilise l'abaque de Michel-Lévy pour la détermination de la biréfringence du minéral (Fig.2).

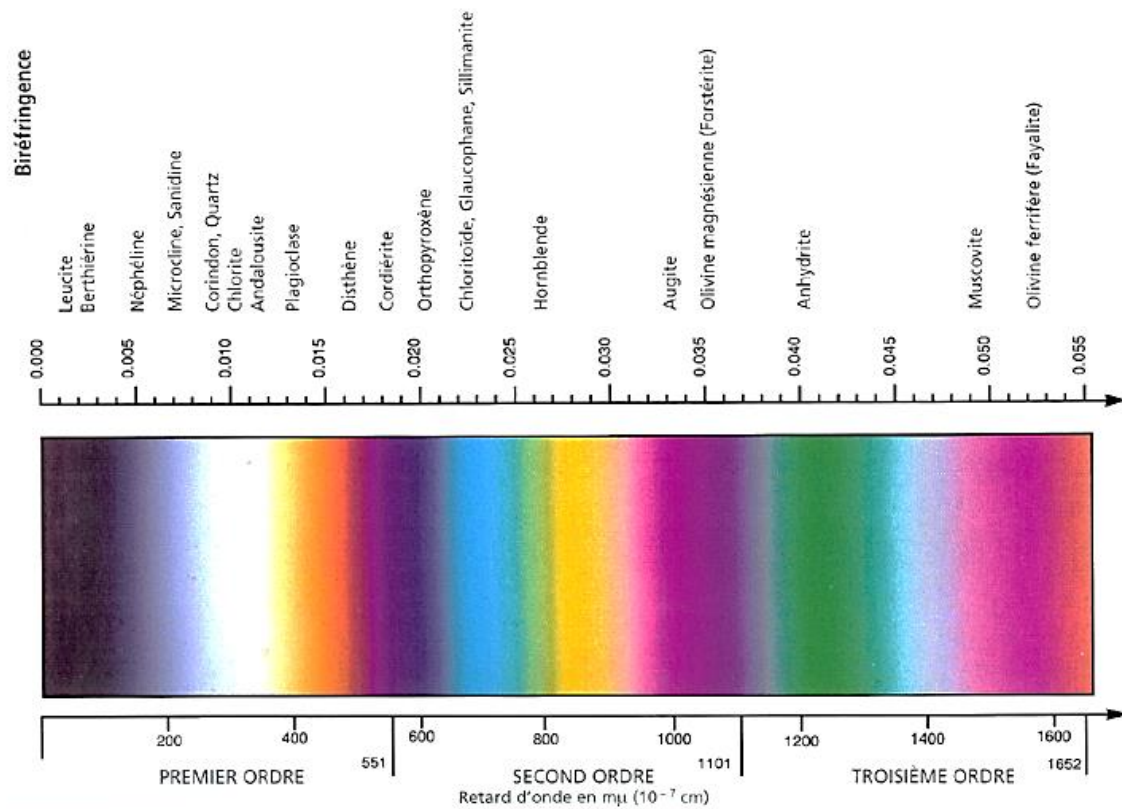
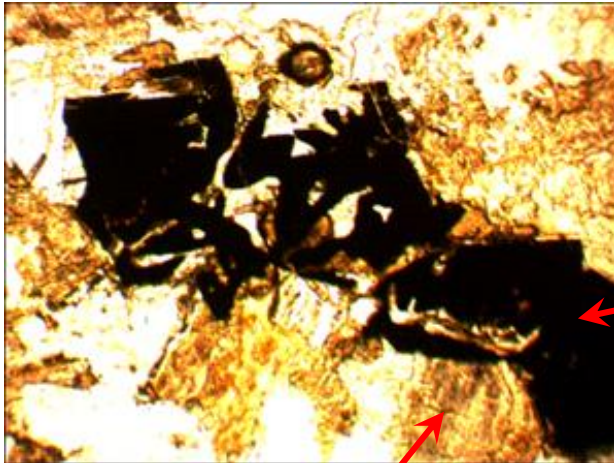


Fig. 2 Abaque de Michel-Lévy pour la détermination de la biréfringence

https://www.normalesup.org/~clanglois/Sciences_Terre/Petro-microscope-notes.pdf

a- Opaque

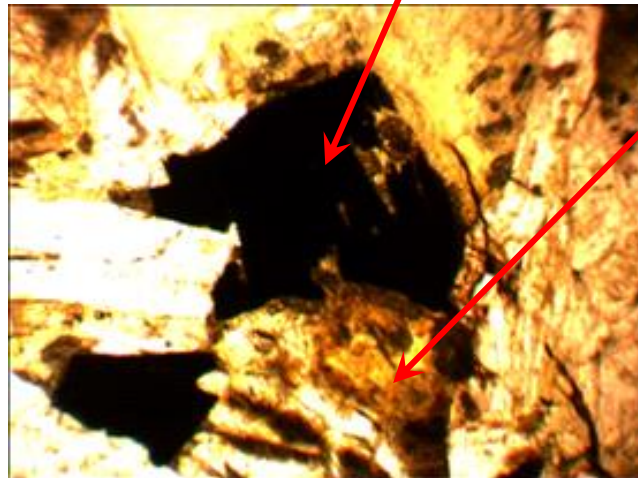
Les minéraux opaques en LPNA et LP sont de couleur noire. Ils présentent une forme automorphe. Ils sont associés au pyroxène. (Photo 6). Leur taille peut atteindre 3mm.



Opaque

Pyroxène

1,5mm

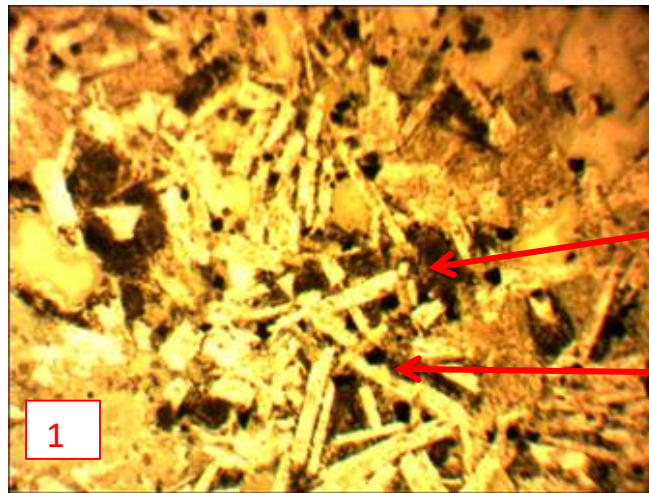


Pyroxène

Photos 6 Opaque automorphe en association avec du pyroxène.

b- Feldspath

Les feldspaths sont des plagioclases qui se disposent en charpente ; ils s'appuient les uns contre les autres pour former une charpente (Photo 7).



Verre
volcanique

Disposition des
plagioclases en
charpente



Verre
volcanique

Les vides entre les
plagioclases sont remplis
par du verre volcanique

1,5mm

Photo 7 Disposition des plagioclases en charpente - texture intersertale 1- LP et 2- LPNA

En LPNA, les plagioclases sont incolores ou d'aspect trouble à cause de l'altération. En LP, ils sont automorphes, avec des teintes de polarisation allant du gris clair au noir du 1^{er} Ordre. Ils montrent des macles polysynthétiques (Photo 7).

Les plagioclases se présentent en petits et grands minéraux. Les grands minéraux ont une taille comprise entre 0,5mm et 1,5mm. Les petits minéraux ont une taille comprise entre 0,1mm et 0,3mm. Ces petits minéraux font partie de la mésostase. En utilisant la charte visuelle, la quantité des plagioclases est comprise entre 40 et 50% environ du volume total de la roche (Fig.3)

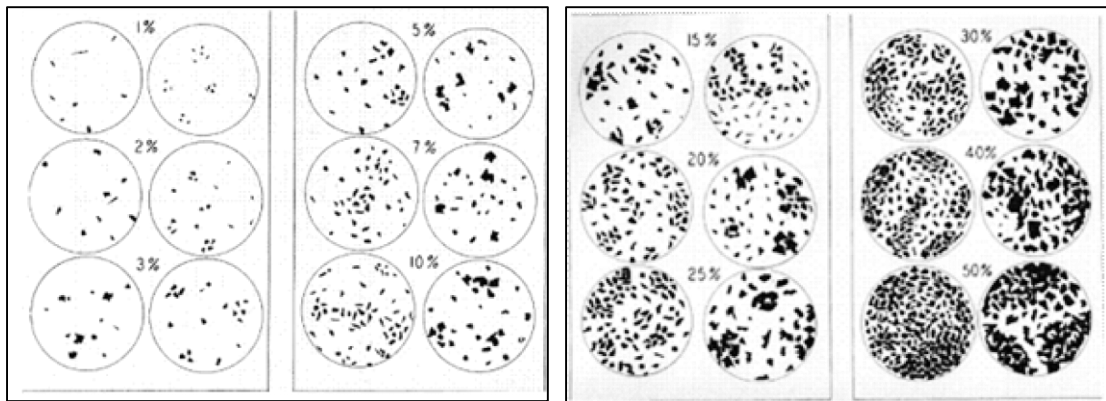
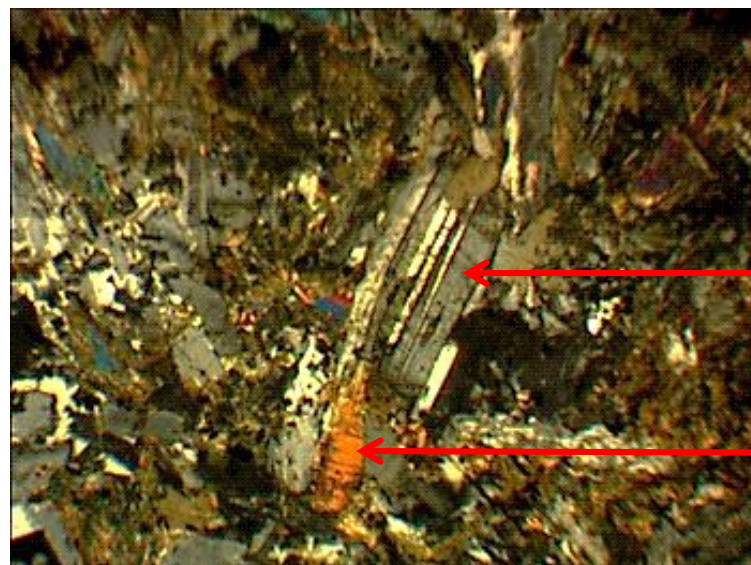


Fig.3 charte visuelle pour la détermination du pourcentage des minéraux
http://s.zaragosi.free.fr/ATLAS_PETRO/index.php?page=ter_proportions

En LP et sur des plagioclases automorphes, l'extinction des macles polysynthétiques (Photo 8) permet d'estimer le taux d'anorthite selon la méthode A. Michel Levy.



Plagioclase à
 macle
 polysynthétique

Pyroxène

1,5mm

Photo 8 Plagioclase à macles polysynthétiques (LP)

L'angle maximum d'extinction mesuré, sur quelques sections, est compris entre 15° et 27° ce qui correspond à un taux d'anorthite compris entre 30% et 50% (Fig.4). Le feldspath est un minérale du groupe des plagioclases andésine (Fig.5).

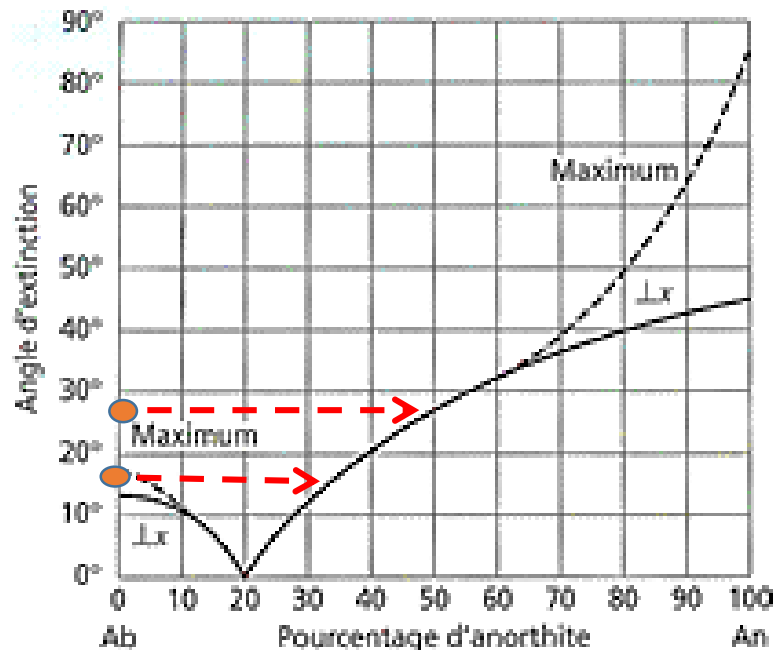


Fig.4 Détermination du taux d'anorthite en fonction de l'angle d'extinction des plagioclases à maclé d'albite polysynthétique. Méthode A. Michel Levy (in Marcel Roubault, 1963). https://www.normalesup.org/~clanglois/Sciences_Terre/Petro-microscope-notes.pdf

Minéraux du groupe des plagioclases		
Minéral	% Albite	% Anorthite
Albite	100-90 % Ab	0-10% An
Oligoclase	90-70 % Ab	10-30% An
Andésine	70-50 % Ab	30-50% An
Labradorite	50-30 % Ab	50-70% An
Bytownite	30-10 % Ab	70-90% An
Anorthite	10-0 % Ab	90-100% An

Fig.5 Les minéraux du groupe des plagioclases en indiquant le taux d'Albite et d'Anorthite. Encadré rouge Plagioclase des volcanites du djebel Amour <https://www.aquaportail.com/dictionnaire/definition/15660/plagioclase>

Les interstices (les vides) entre les plagioclases sont remplis par le pyroxène ce qui détermine la texture intersertale (Photo 9).

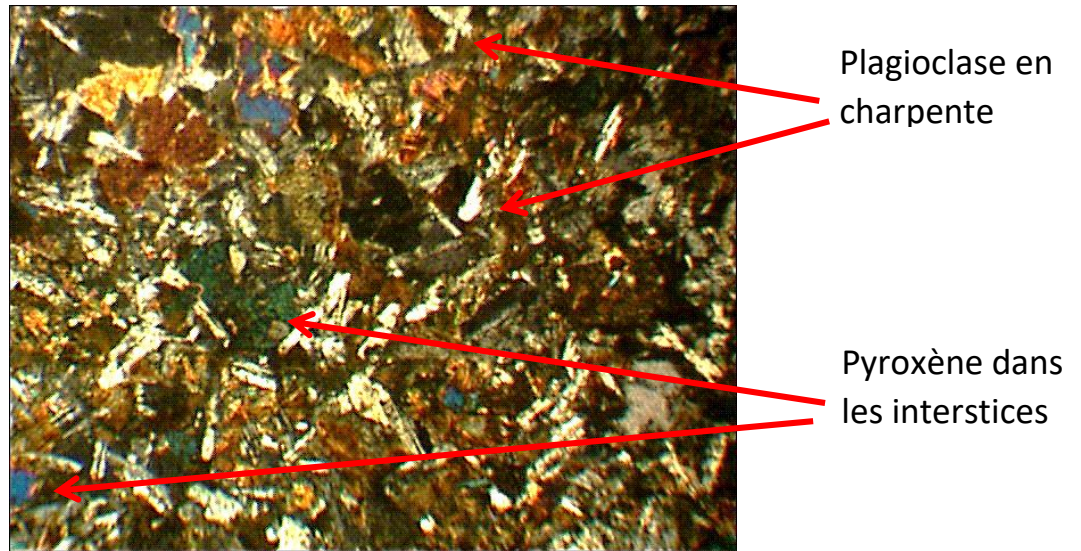


Photo 9 Texture intersertale (LP)

1,5mm

Les plagioclases peuvent être englobés partiellement par du pyroxène. Ils représentent une texture subophitique (Photo 10).

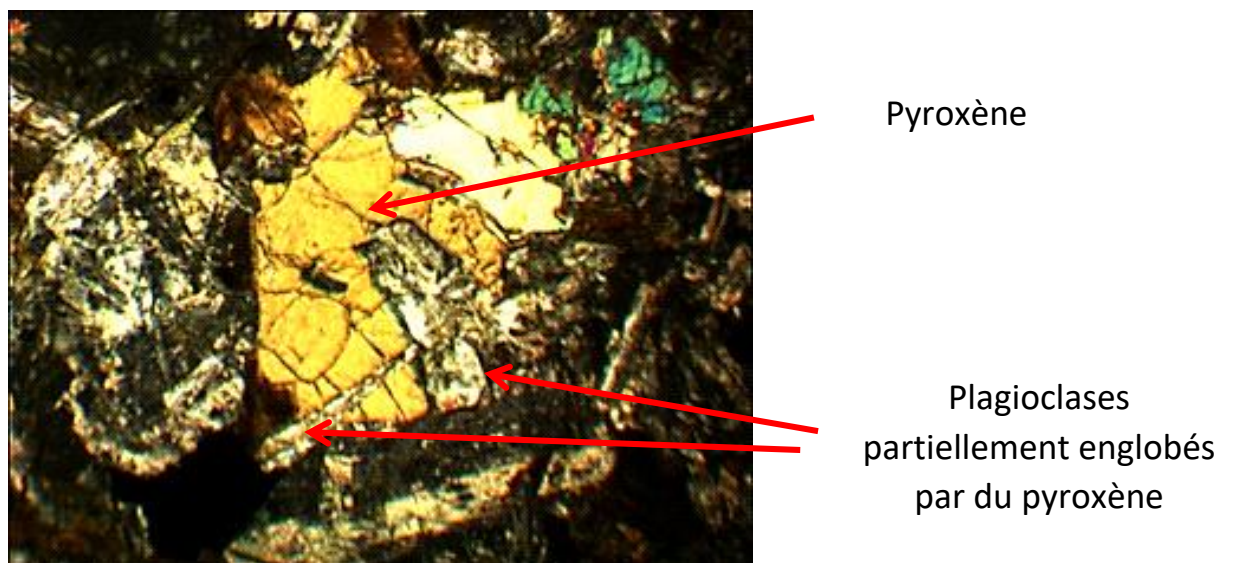


Photo 10 Texture sub-ophitique (LP)

1,5mm

Les plagioclases se regroupent aussi avec du pyroxène dans la mésostase. Dans ce cas, ils constituent la texture gloméroporphyrique (Photo 11). Les petits minéraux de plagioclases et de pyroxènes constituent la mésostase.

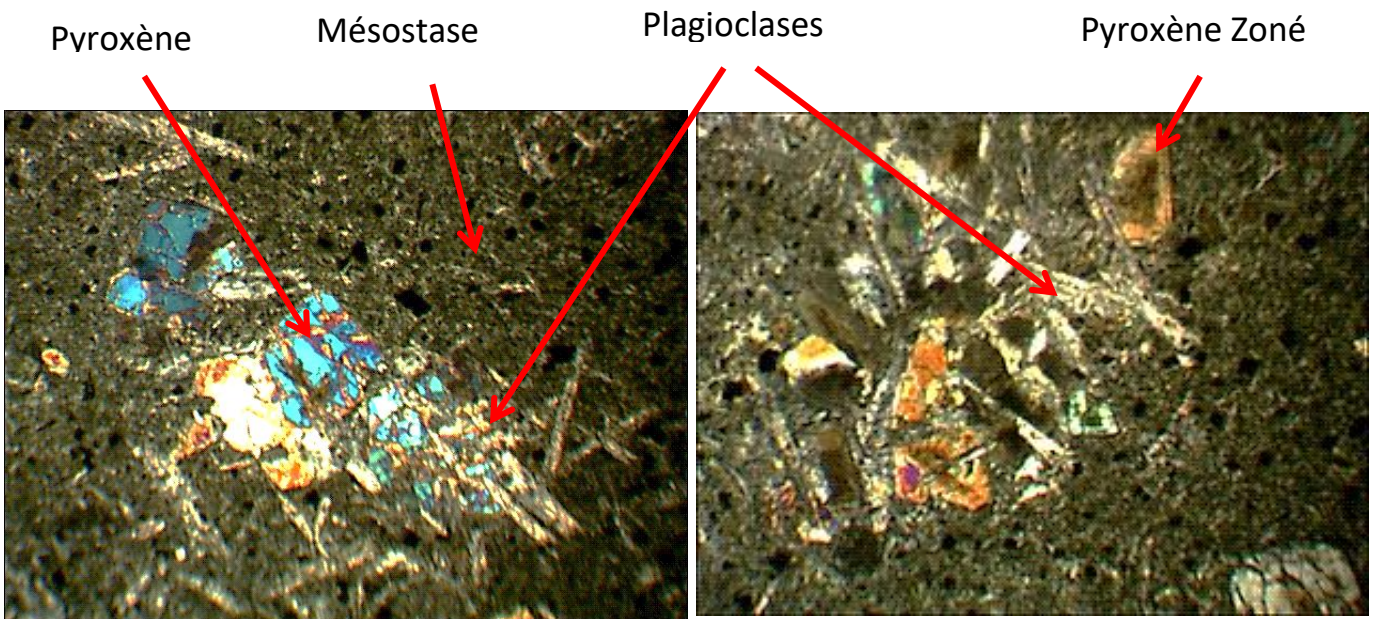


Photo 11 Association de Plagioclases et de Pyroxènes dans la mésostase constituant une texture gloméroporphyrique (LP)

c- Pyroxène

En LPNA, les pyroxènes sont incolores parfois teintés en rose à pléochroïsme faible ou de couleur verte à cause de sa transformation en minéraux secondaires (voir minéralogie secondaire). Ils se caractérisent soit par des clivages rectilignes (Photo 12) ou par des clivages suborthogonaux (90°, Photo 14).

En LP, ils sont automorphes à subautomorphes, avec des teintes de polarisation élevées de la fin du 1^{er} ordre et début du 2^{ème} ordre. L'angle maximum d'extinction varie entre 40° et 50°. Ils présentent soit la macle h_1 ou en sablier (Photo 12).

Pyroxène montrant la
macle *h1* caractéristique
de l'Augite

Clivages rectiligne

Pyroxène montrant la
macle *en sablier* de
l'Augite

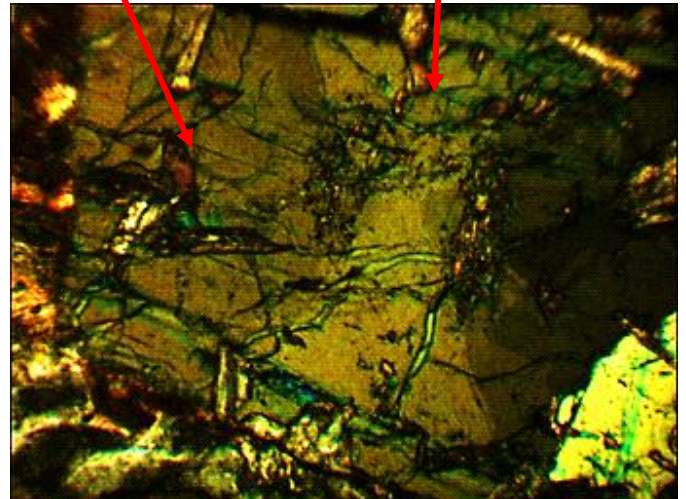
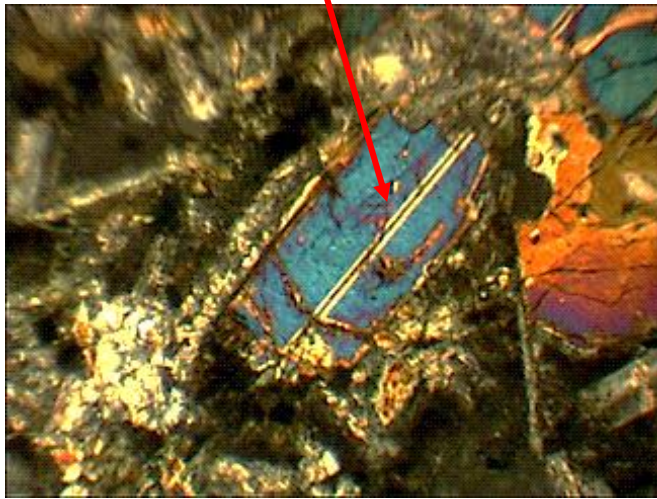


Photo 12 Pyroxène type Augite (LP)

1,5mm

Ils présentent également des zonations bien visibles grâce aux différentes teintes de polarisation (Photo 10).

Les pyroxènes montrent les mêmes tailles et les mêmes proportions que les plagioclases ; ils atteignent jusqu'à 5mm. Ils se présentent en phénocristaux avec les plagioclases dans la mésostase (texture gloméroporphyrique ; Photo 11) ou bien ils font partie de la mésostase dans les espaces que laissent les charpentes de plagioclases (Photo 8) pour donner une texture intersertale.

Les caractéristiques optiques décrites indiquent que c'est un clinopyroxène de type augite.

NB/ La teinte rosâtre serait liée à une présence de titane dans le minérale ([Marcel Roubault, 1963](#)) ; ce serait donc une augite titanifère.

d- Verre volcanique

Toutes les roches ne contiennent pas du verre volcanique. Lorsqu'il existe, il montre une jaune clair en LPNA ; en LP, il est noir et occupe soit les vides de la roche ou les espaces entre les plagioclases (texture intersertale). Parfois vert pâle suite à la transformation (Voir minéralogie secondaire)

Il englobe les plagioclases ou bien des opaques. Ce cas de figure représente la texture vitreuse (Photo 13).

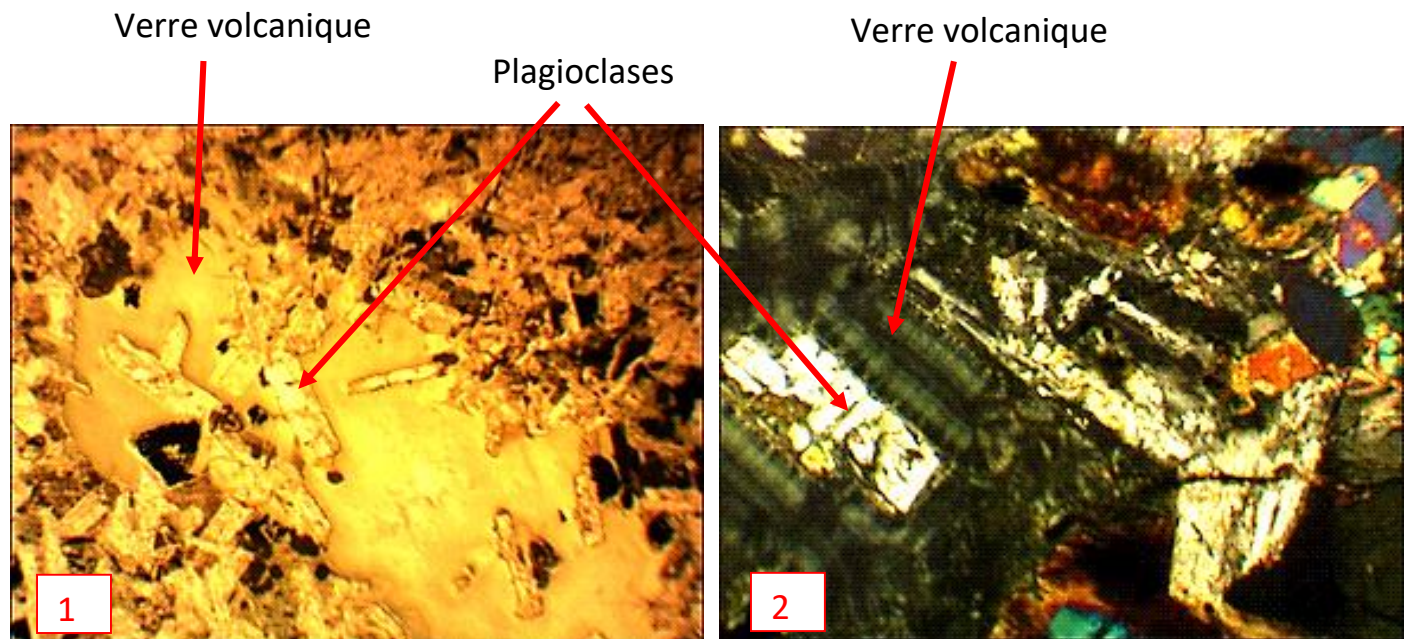


Photo 13 Verre volcanique englobant des plagioclases constituant la texture vitreuse. 1- LPNA ; 2- LP

1,5mm

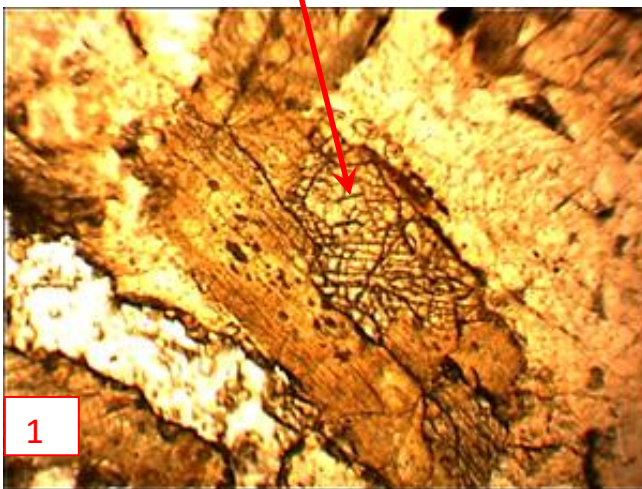
4- Minéralogie secondaire

La minéralogie secondaire est le résultat de la transformation des minéraux magmatiques en minéraux secondaires. Ces derniers se calquent sur les minéraux magmatiques. Ainsi, les minéraux magmatiques sont reconnaissables. C'est ce que l'on appelle la pseudomorphose des minéraux (Termier, 1897)

a- Amphibole

L'amphibole est un minéral qui résulte de la déstabilisation du pyroxène augite. Elle épouse la forme de ce minéral. En LPNA, elle présente une couleur vert clair, gris-vert et montre un pléochroïsme faible. En LP, elle montre des teintes de polarisation dans la moitié du 1^{er} ordre et début du 2^{ème} ordre. L'angle d'extinction mesuré, sur quelques sections, se situe entre 13° et 17°. Ces caractères optiques plaident en faveur d'une actinote. Cette transformation du pyroxène est une réaction postmagmatique de l'augite. Elle est soit partielle ou totale (Photo 14). Ce cas de figure s'appelle l'ouralitisation du pyroxène (Duparc, 1908 ; Marcel Roubault, 1963).

Pyroxène relique (ancien pyroxène)
Les clivages à 90° sont bien visible



Pyroxène amphibolitisé

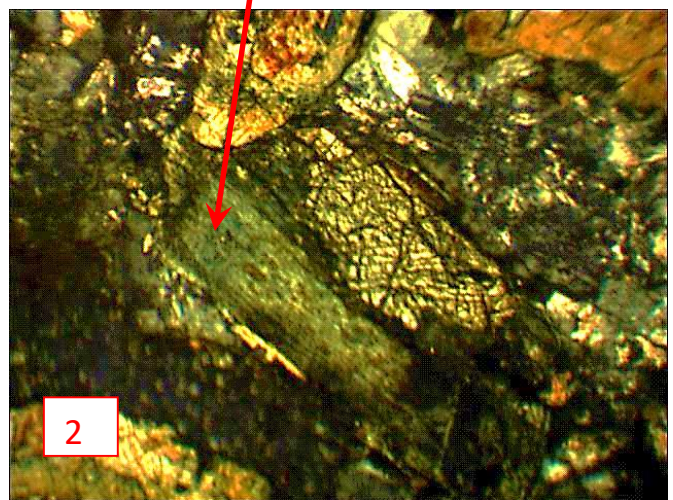


Photo 14 Ouralitisation du pyroxène (La relique indique que la transformation est partielle. Le clivage (90°) du pyroxène est bien visible (Pseudomorphose)°. 1- LPNA ; 2- LP

1,5mm

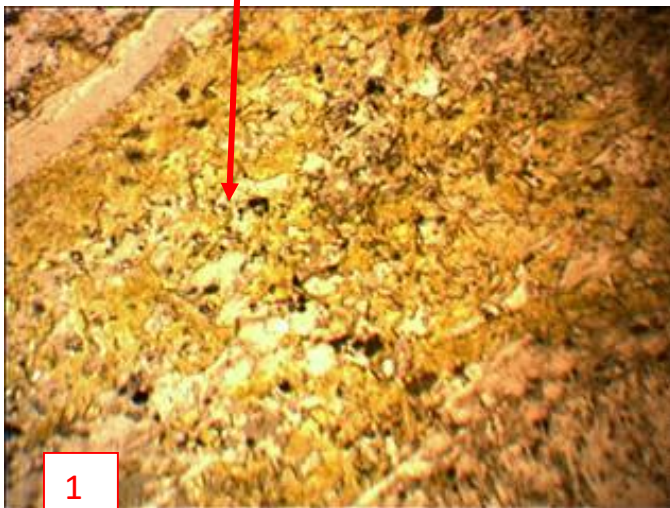
b- Epidote

En LPNA, c'est un minéral qui est incolore ou bien il montre une couleur jaune citron. Le minéral présente un pléochroïsme faible jaune clair à jaune citron.

En LP, le minéral montre des teintes de polarisation érisées (couleur d'arc en ciel : bleu foncé, rose, jaune orangé). Ces teintes de polarisation correspondent à celles du 2^{ème} ordre donnant un manteau d'arlequin. Ces caractères optiques, plaident en faveur d'une épidote de type pistachite (Photo 15).

L'épidote peut s'associer avec de la calcite, actinote, séricite (mica blanc), albite dans la transformation postmagmatique du plagioclase. Elle s'appelle la saussuritisation (Photo 16 ; 17).

Epidote jaune citron



Epidote montrant le manteau d'arlequin

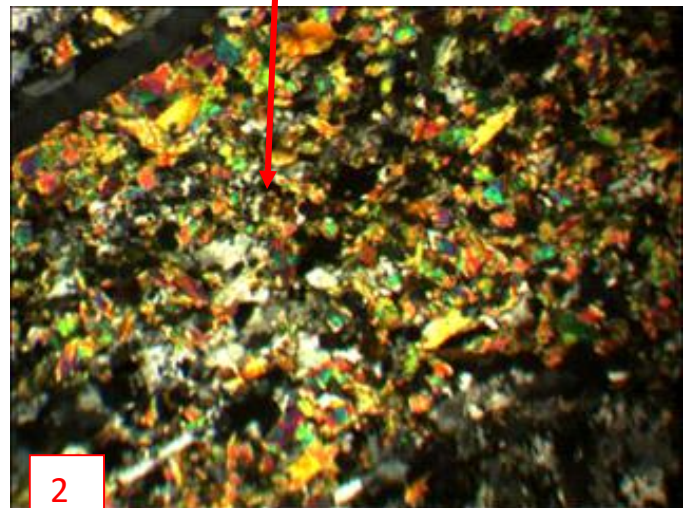
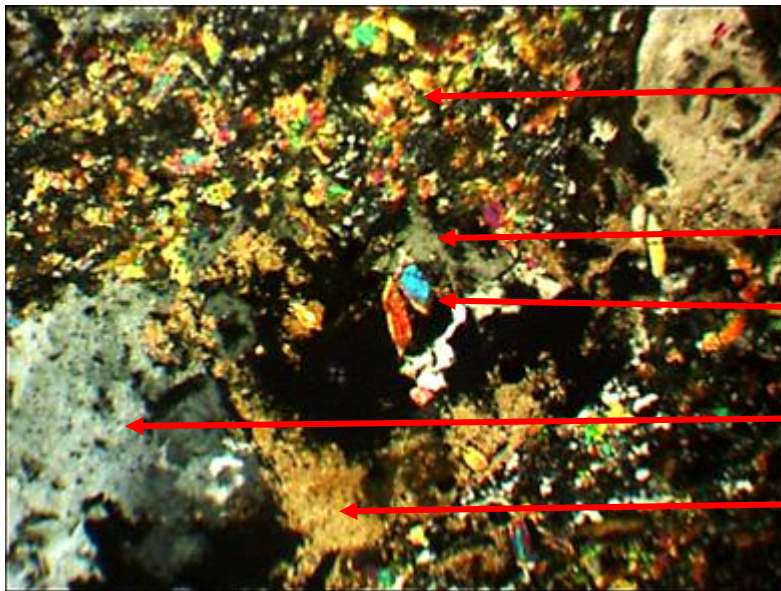


Photo 15 montrant l'épidotisation ; 1- LPNA ; 2- LP

1,5mm



Epidote

Chlorite

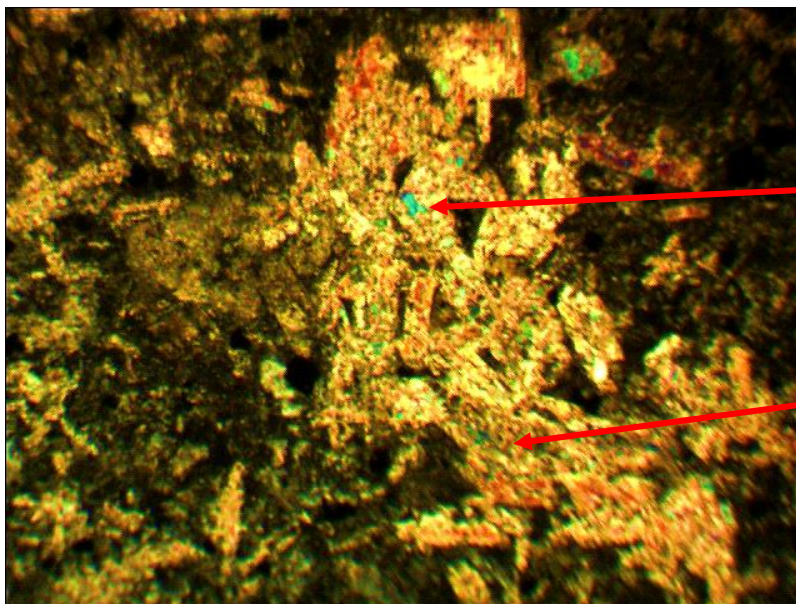
Séricite

Albite

Calcite

1,5mm

Photo 16 Phénomène de la saussuritisation à l'origine des minéraux secondaire (LP)



séricite

Epidote

1,5mm

Photo 17 Saussuritisations des plagioclases. La texture gloméroporphyrique est encore visible (LP)

L'épidote peut envahir toute la roche volcanique. Ce phénomène est une épidotisation de la roche. Dans ce cas la nouvelle roche s'appelle une épidotite (Photo 18).

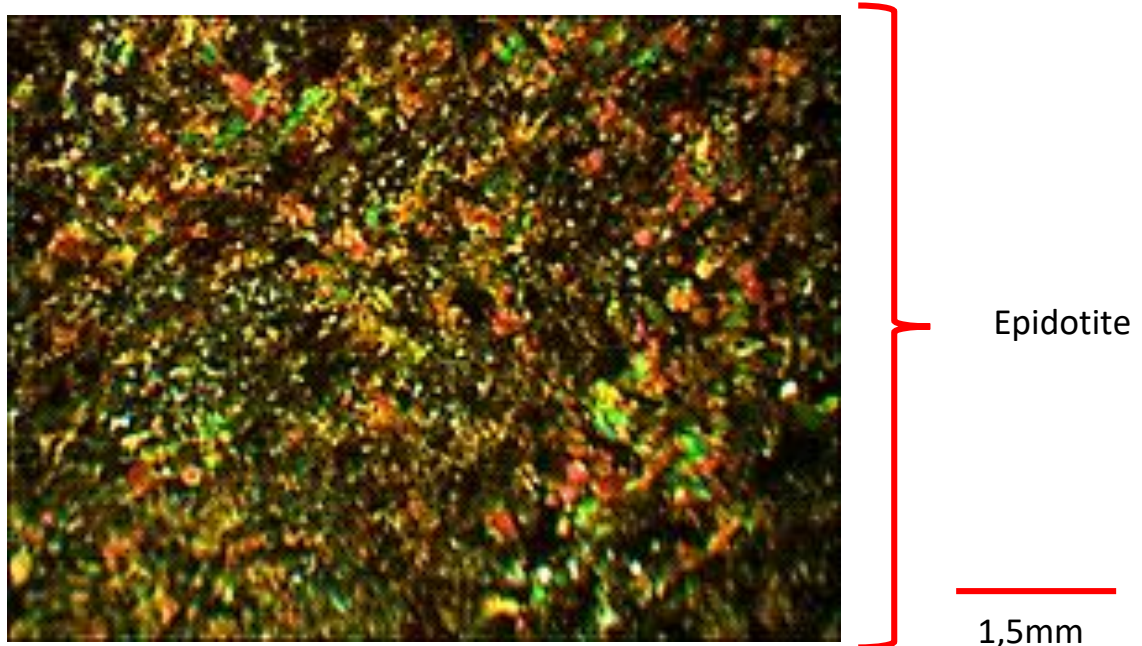
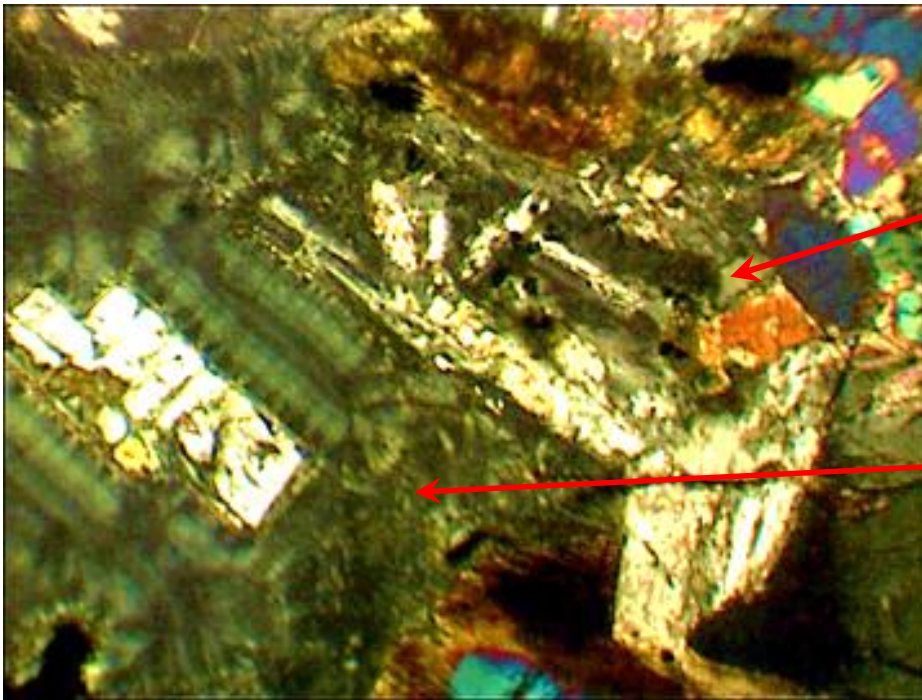


Photo 18 L'épidotisation peut envahir totalement la roche volcanique (LP)

c- Chlorite

En LPNA, le minéral montre une couleur vert pâle. Le clivage est absent et le pléochroïsme est peu visible.

En LP, la biréfringence est faible avec des teintes du 1^{er} ordre (gris-vert, vert olive pâle). La chlorite est un produit de transformation des pyroxènes. Soit c'est une pseudomorphose car le minéral magmatique est reconnaissable, ou bien elle s'associe avec l'épidote, et calcite (Voir photo 15). La dévitrification du verre montre une chlorite à structure réticulée (Photo 19). Ce phénomène de chloritisation du verre volcanique a été décrit dans le cortège des roches vertes doléritiques de « Courmont », dans le Nord de la France près de la frontière belge ([Jourdan, 2015](#))



Chloritisation des pyroxènes, on devine la forme large du pyroxène

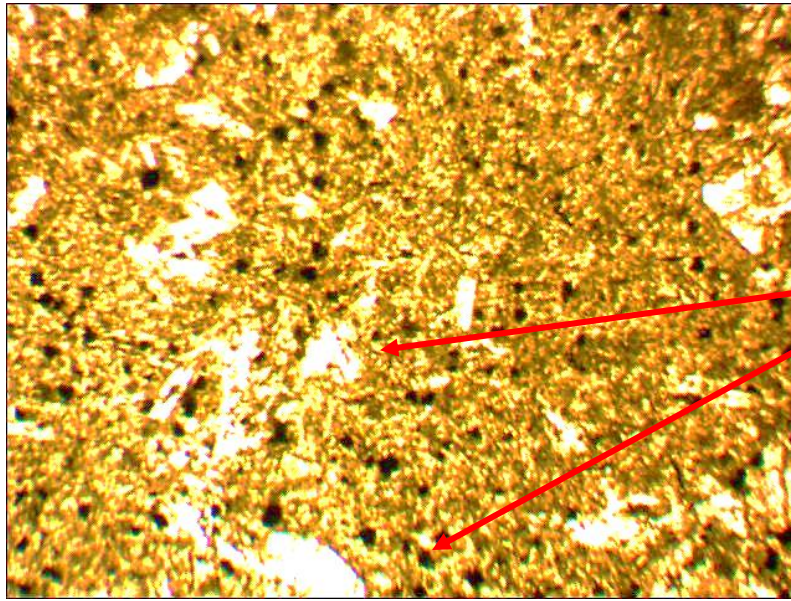
Verre dévitrifié où l'on trouve de la chlorite à structure réticulée

1,5mm

Photo 19 Chloritisation des pyroxènes et dévitrification du verre volcanique (LP)

d- Opaque tardif

En LPNA (avec condensateur au plus niveau), le minéral est noir mais il montre des bordures brun rouge à rouge cerise et un pléochroïsme faible. Ce sont des petits grains subautomorphe dispersés dans la roche contrairement aux minéraux opaques magmatiques de forme automorphe et de plus grande taille. En LP le minéral est de couleur noir. Ce minérale correspond à l'oligiste ou l'hématite (Photo 20)



Opaques de petites taille dans la mésostase

Photo 20 Opaques (LPNA)

5- Conclusions sur l'étude microscopique

En définitif, les minéraux secondaires provenant de la transformations des minéraux magmatiques sont constitués par amphibole type actinote ($\text{Ca}_2(\text{Mg,Fe})_5(\text{OH,F})_2(\text{Si}_4\text{O}_{11})_2$); épidote de type pistachite ($\text{Ca}_2(\text{Fe,Al})\text{Al}_2(\text{SiO}_4)(\text{Si}_2\text{O}_7)\text{O}(\text{OH})$); chlorite ($(\text{Fe,Mg,Al})_6(\text{Si,Al})_4\text{O}_{10}(\text{OH})_8$), calcite (CaCO_3) et opaque type oligiste ou hématite (Fe_2O_3). ils correspondent à une minéralogie calcique et ferromagnésienne.

Cette minéralogie secondaire **calcico-ferro-magnésienne** exprime la composition chimique de la minéralogie magmatique (primaire).

La détermination du plagioclase type andésine indique que les roches volcaniques étudiées ont une basicité intermédiaire (Rappel: la classification des roches magmatiques est basée sur les minéraux blancs). La présence d'augite, et l'absence d'olivine nous indique que la roche est de composition basaltique. Les texture quant à eux nous indique que les volcanites sont des dolérites. Par conséquent les roches volcaniques du djebel Amour sont des basaltes doléritiques.

TROISIEME PARTIE

DISCUSSIONS ET CONCLUSIONS

A- Discussion

1- Le contexte de mise en place à l'échelle régionale des roches volcaniques du djebel Amour correspond à des terrains d'âge fini-triasiques comparativement aux monts des Ksour du domaine atlasique. Le milieu était gorgé d'eau et évaporitique. Cette état donne à l'argile évaporitique un état plastique, et par conséquent au cours de l'épanchement volcanique, il se produit un mélange entre la roche sédimentaire et la roches volcanique (Photo 1). C'est donc du volcano-sédimentaire. Ainsi, on peut dire que le volcanisme s'est effectué dans un milieu lagunaire de faible tranche d'eau (puisque argiles évaporitiques). On remarque sur la photo 1 que les argiles sont rouges et gréseuses ce indique un environnement continental chaud.

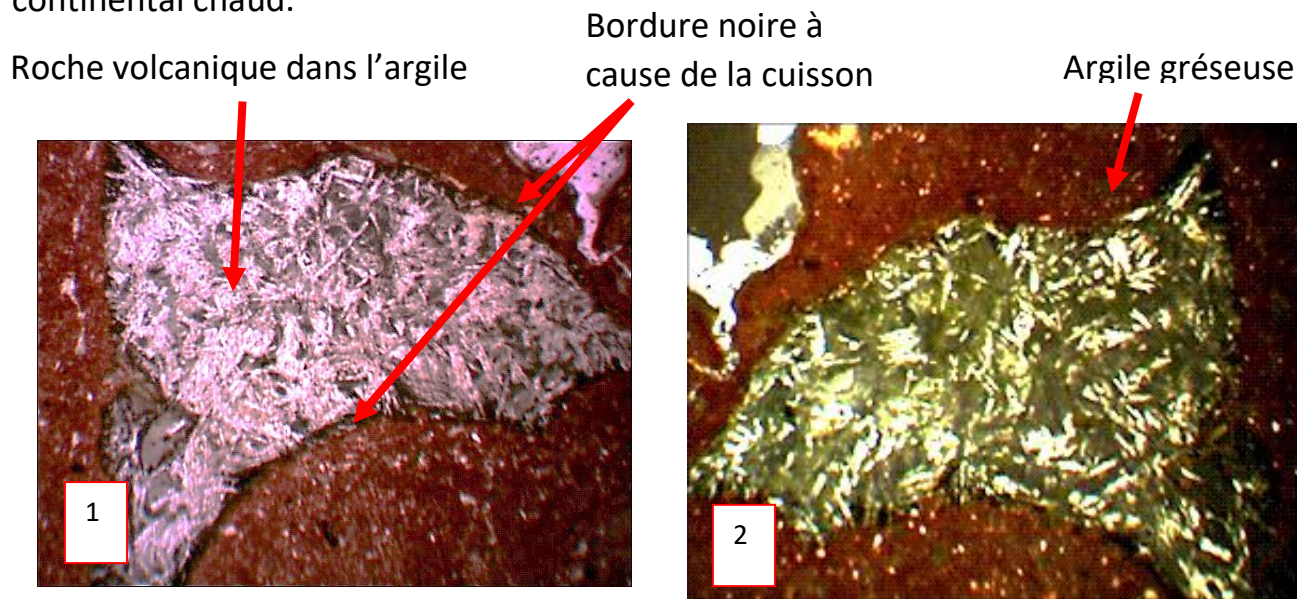


Photo 1 Globule de roche volcanique dans des argiles indiquant un milieu mou.
1-LPNA ; 2- LP

2- L'étude microscopique a permis de reconnaître une minéralogie magmatique (primaire) et une minéralogie post-magmatique (secondaire). En se basant sur les caractéristiques optiques, la minéralogie magmatique est composée par 1- des opaques probablement de la titanomagnétite car on a montré que le pyroxène augite est probablement lui aussi titanifère ; 2- du plagioclase type Andésine ; 3- du pyroxène type augite (titanifère) ; et 4- du verre volcanique. La roche se caractérise par la présence du pyroxène type augite qui est un minéral calcique et Titano-ferro-magnésien de formule $((Si,Al)_2O_6)(Ca,Mg, Fe,Ti,Al)_2$, par la présence de verre volcanique et par l'absence d'olivine. Cette particularité marquée par l'absence d'olivine est un trait caractéristique des tholéiites du domaine des basaltes subalcalins (Miyashiro (1978 ; Bertrand, 1991 ; Meddah et al 2017) (Fig 1). Dans le cas contraire, les basaltes alcalins se caractérisent par la présence d'olivine qui dépasse les 5%, par l'absence du pyroxène calcique et du verre volcanique. Ce n'est pas le cas des roches volcaniques du djebel Amour.

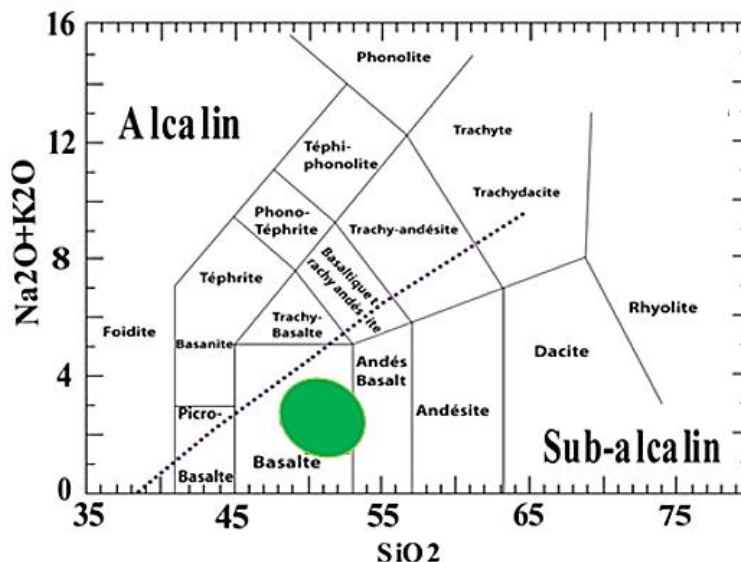


Fig. 1 Diagramme de classification des alcalins vs silice (Le Bas et al., 1986) La ligne en pointillés représente la séparation entre les domaines des séries alcalines et sub-alcalines selon Miyashiro (1978) ; Les basaltes à texture doléritique du djebel Amour se situent dans le domaine Sub-alcalin d'après l'étude minéralogique.

3- L'étude des textures a permis de mettre en évidence des grands et moyens minéraux, ainsi que du verre volcanique accompagné de microlites.

L'ordre chronologique de la cristallisation du magma s'est fait en 3 temps : 1- Les grands minéraux (opaque + Augite + Andésine) ; 2- Les moyens minéraux composés par la même minéralogie (opaque + Augite + Andésine) ; 3- cristallisation du verre volcanique et des microlites. Ce qui signifie en ordre chronologique de cristallisation ou course de cristallisation : 1- cristallisation lente (minéralogie automorphe) ; 2- cristallisation semi-rapide qui correspond à la remonté du magma vers la surface ; 3- cristallisation rapide.

En définitif, le 1^{er} temps de cristallisation du magma s'est réalisé en profondeur le 2^{ème} temps de cristallisation du magma se fait près de la surface en semi-profondeur corroboré par la texture intersertale qui est une texture située entre les textures grenues de profondeur et microlitiques de surface. Les volcanites de djebel Amour ont des textures de semi-profondeur c'est-à-dire entre les deux ; et le 3^{ème} temps près de la surface ce qui a permis la cristallisation du verre volcanique englobant les autres minéraux accompagnés des microlites.

4- Le temps géologique a permis à la minéralogie magmatique de subir des transformations postmagmatiques.

La minéralogie post-magmatique est composée par 1- de l'amphibole type actinote ; 2- de l'épidote type pistachite ; 3- de la chlorite ; 4- calcite ; 5- sériclité ; 6- albite. Cette minéralogie, s'exprime par l'amphibolitisation des pyroxènes (ouralitisation des pyroxènes), la saussuritisation des pyroxènes et plagioclases, l'épidotisation des roches volcaniques et la chloritisation du verre volcanique et du pyroxène. Il est à noter que mis à part l'épidotisation des roches volcaniques qui efface l'agencement minéralogique magmatique et texturale de la roche, l'état

primaire de la roche reste reconnaissable. Par conséquent, il y a une transformation totale et partielle sous forme de pseudomorphose (la texture et les minéraux magmatiques sont reconnaissables). La paragenèse minérale secondaire composée par : 1- Amphibole (Type actinote) ; 2- épidote (Type pistachite) ; 3- chlorite ; 4- albite ; 5- Séricite ; 6- albite souligne un caractère géochimique de basicité intermédiaire pour les roches basaltiques du djebel Amour. Ceci étant confirmé par la composition du plagioclase Andésine. Cette paragenèse minérale secondaire est un bon thermo-baromètre qui caractérise le faciès métamorphique schiste vert indiquant des basses températures et des moyennes pressions de l'ordre de 350° à 450° et 2 à 6 KB respectivement (Winkler, H.G.F., 1965) (Fig.2). Les roches volcaniques basaltiques du djebel amour ayant subis une transformation totale deviennent des metabasites ou épidotites appartenant aussi au faciès *métamorphique schiste vert*

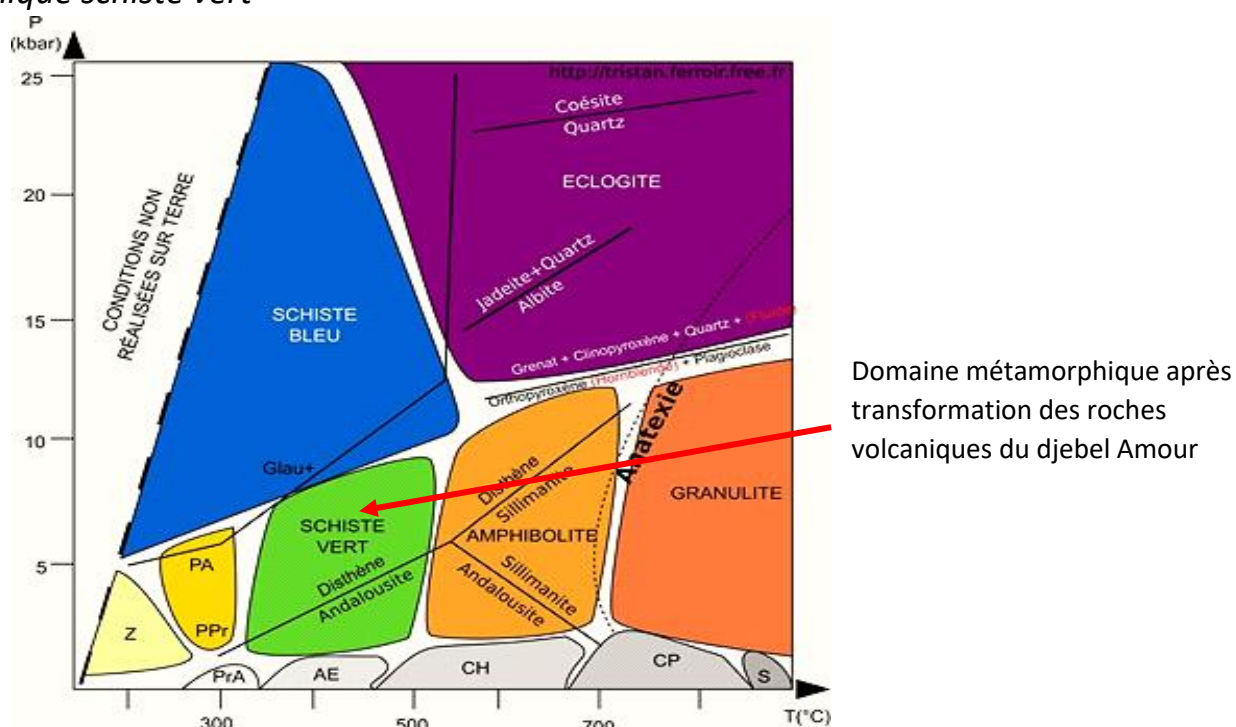


Fig. 2 Les faciès métamorphiques d'Eskola; (d'après Tristan Ferroir, 2011-2024). (<https://tristan.ferroir.fr/index.php/2011/12/29/les-facies-metamorphiques-deskola-et-lutilisation-dune-grille-petrogenetique/>)

5- Le contexte géodynamique de mise en place à l'échelle planétaire

On a montré que le volcanisme du djebel Amour s'est épanché à la fin du Trias et au début du Jurassique (Tr/J) dans un milieu continental évaporitique de faible profondeur comme dans les monts des Ksour (Atlas saharien occidental).

A cette époque, les continents étaient réunis en un seul continent que l'on nomme la Pangée (Fig. 3).

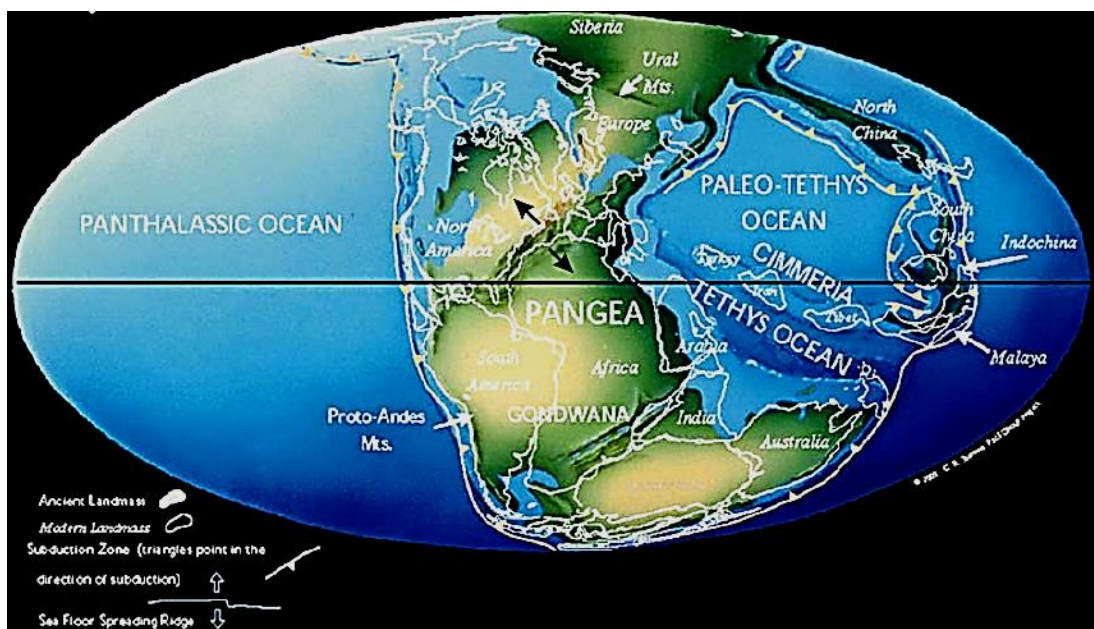


Fig.3 : La Pangée à la fin du Trias, les flèches noires indiquent la direction de la distension (d'après Scotese, 2001)

Dès la fin du Trias, la Pangée s'est disloquée à cause des forces géodynamiques distensives de cette époque et un important volcanisme tholéiitique s'est mis en place (Bertrand, 1991 ; Meddah, 2010, 2017).

Ce contexte géodynamique distensif est le résultat du déplacement des plaques lithosphériques sur la low velocity zone (LVZ) ou, en français, la zone de moindre vitesse déterminée par les études géophysiques (Méthode sismique faisant intervenir la vitesse des ondes P et S) (Fig 4). Cette zone LVZ se caractérise par la

réduction de la vitesse des ondes sismiques, elle est de l'ordre de 4,5 km/s pour les ondes P et de 5 km/s pour les ondes S. Elle se situe à 200Km environ de profondeur au sommet de l'asthénosphère et représente un isotherme de l'ordre de 1300° (Chambat, et al., 2002)

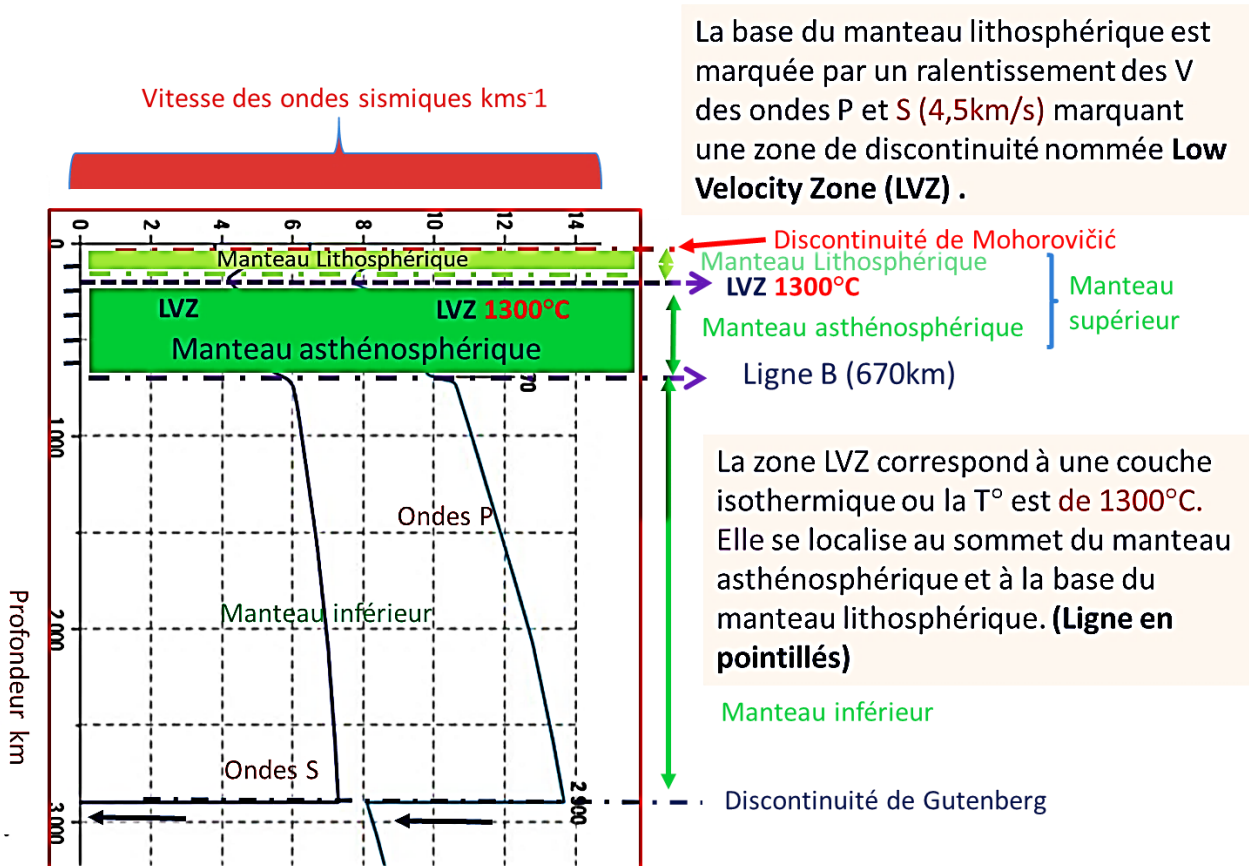


Fig.4 Détermination de la couche LVZ par la méthode sismique (Conception Meddah, 2024, cours en ligne <http://www.cuniv-tindouf.dz/elearning2/course/view.php?id=245>)

La couche LVZ est un milieu rigide/ductile surmonté par la plaque lithosphérique (Fig. 5). Cette environnement accompagné par la convection mantellique permet le déplacement des plaques lithosphériques de la Pangée.

Le déplacement en mouvement divergent est la cause de l'ouverture de l'océan Atlantique (Marzoli, et al. ; 1999) et de celles des bassins intracontinentaux (Meddah, 2017) accompagnées par un volcanisme basaltique tholéiitique au

passage Tr/J il y a 200Ma ((Bertrand, 1991 ; Marzoli, et al. ; 1999 ; Meddah, 2010, 2017).

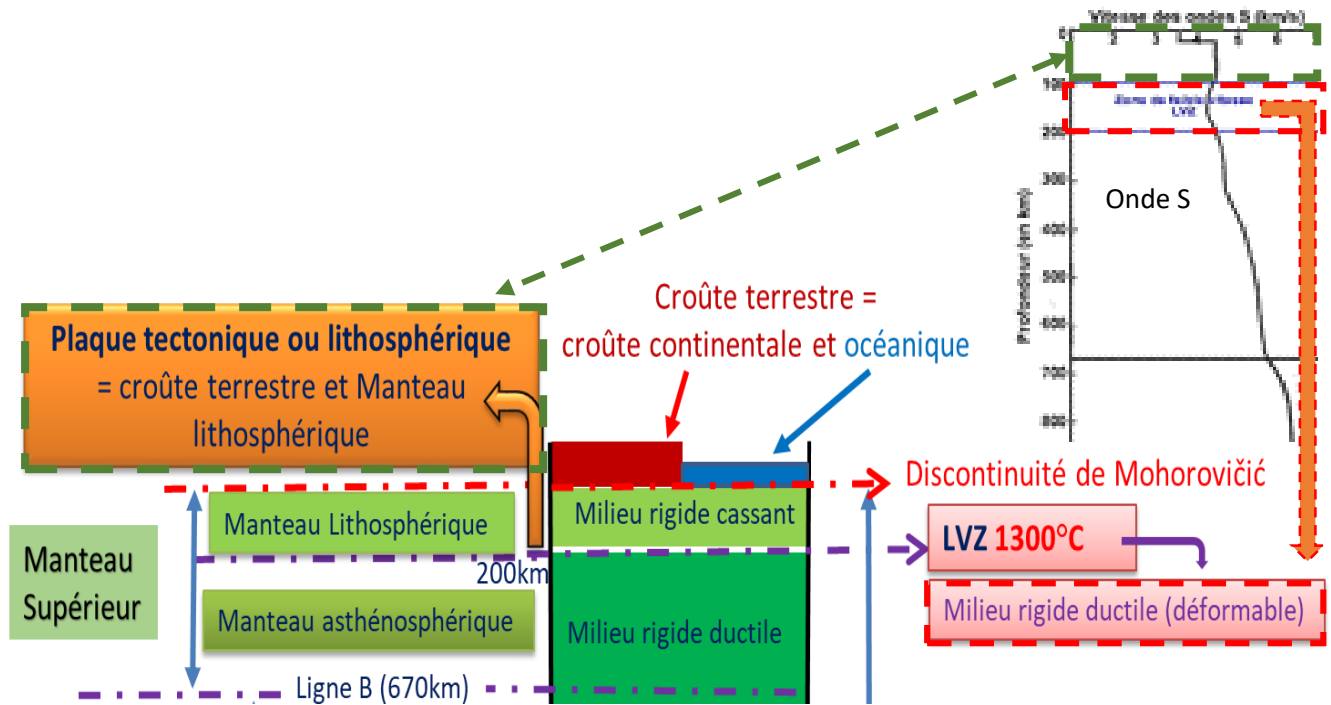
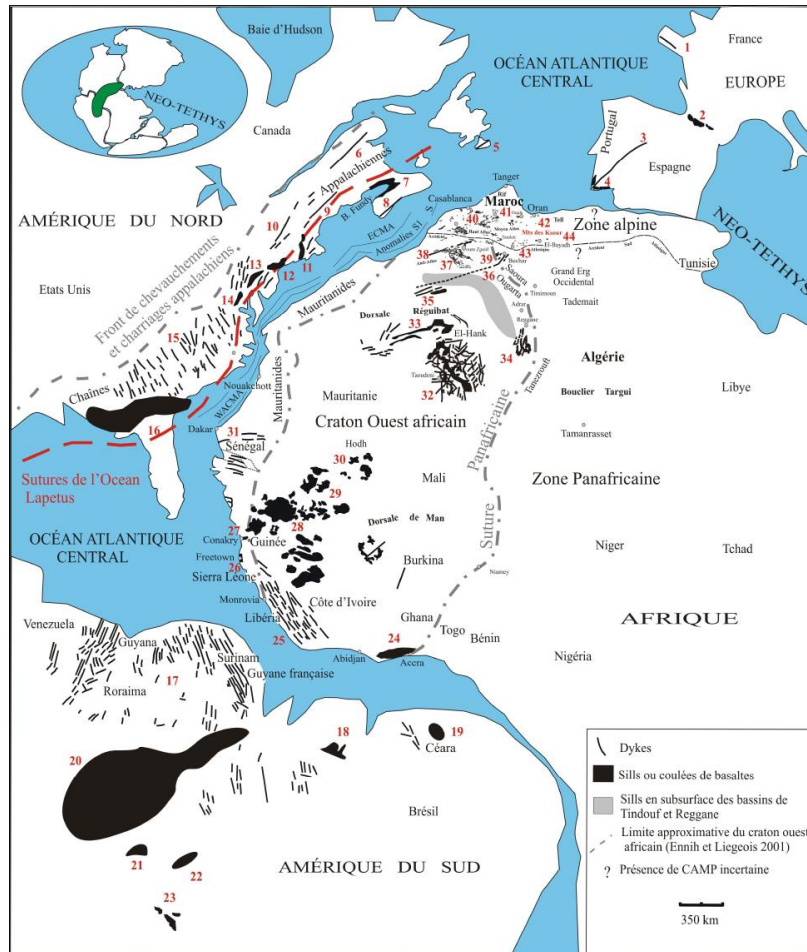


Fig. 5 Position de la LVZ et de la plaque lithosphérique (Conception Meddah, 2024, cours en ligne <http://www.cuniv-tindouf.dz/elearning2/course/view.php?id=245>)

Ce volcanisme représente la province magmatique de l'océan Atlantique (CAMP) ; il s'épanche sur une superficie de l'ordre de 7 millions de Km^2 sur les continents peri-Atlantiques (Fig. 6). *Le volcanisme du djebel Amour appartient à la l'immense province CAMP.*

A cette époque, les terrains étaient évaporitiques à l'échelle continentale (Le Roy et al., 1997 ; Le Roy et Piqué 2001 ; Davison, 2005) notamment en Afrique du nord et dans le domaine atlasique (Busson, 1974 ; Ait Ouali, 1991 ; Meddah, 1998 ; Meddah et al., 2007 ; 2010 ; 2017).



Compilation et dessin A. MEDDAH 2010 (CAMP)

Fig.6 : Carte de répartition du magmatisme CAMP. D'après les données de [May, 1971](#) ; [Lapierre et al., 1984](#) ; [Marzoli et al., 1999](#) ; [Bertrand, 1991](#) ; [McHone, 2000](#) ; [Bertrand et al., 2005](#) ; [Verati et al., 2005](#) ; [Meddah et al., 2007](#) ; [Chabou et al., 2007](#) ; [Meddah 2010, 2017](#))

Europe : 1: Dyke de Kerforne (Bretagne, France) ; 2: Sills des Pyrénées (France et Espagne) ; 3: Dyke de Messejana (Portugal et Espagne) ; 4: Coulées de l'Algarve et de Santiago do Cacém (Portugal).

Amérique du Nord : 5: Dyke d'Avalon (Canada) ; 6: Dyke de Caraquet (Canada) ; 7: Coulées de la baie de Fundy (Basalte de North Mountain, Canada) ; 8: Dyke de Shelburne (Canada) ; 9: Dyke de Christmas Cove (USA) ; 10: Dyke de Higganum (USA) ; 11 : Coulées du bassin de Harford-Deerfield (USA) ; 12 : Coulées et sills du bassin de Newark ; 13 : Coulées et sills du bassin de Gettysburg (USA) ; 14 : Coulées et sills du bassin de Culpeper (USA) ; 15 : Réseau de dykes du SE des Etats Unis ; 16: Coulées et Sills du Sud de la Georgie et du Mississipi (USA).

Amérique du Sud : 17 : Réseau de dykes de Guyane-Suriname et de Roraima (Brésil) ; 18 : Coulées du Maranhão (Brésil) ; 19 : Coulée de Lavras da Mangabeira (Brésil) ; 20 : Sill de la province amazonienne (Brésil) ; 21 : Coulées d'Anari (Brésil) ; 22 : Coulée de Tapirapuá (Brésil) ; 23 : Coulées de Tarabuco, et d'Entre Rios, sill de Camiri (Bolivie).

Afrique de l'Ouest : 24: Sills ou coulées des bassins de Keta et de Tano (Ghana) ; 25 : Réseau de dykes de la Côte d'Ivoire, du Liberia et de Sierra Léone ; 26 : Complexe de Freetown (Sierra Léone) ; 27: laccolithe du Kakoulima (Guinée) ; 28 : Sills de Fouta-Djalou (Guinée) ; 29 : Sills du Kaarta et du Mali occidental ; 30 : Sills du Hodh (Mauritanie) ; 31 : Dykes du Sénégal (anomalies de subsurface d'âge incertain) ; 32 : Sills et essaim de dykes de Taoudenni (Mali-Algérie) ; 33 : Dykes et sills d'El-Hank (Mauritanie-Algérie)

Maroc et Algérie : 34: Dykes et sills du bassin de Reggane (Algérie) ; 35: Dykes et sills du Sud du bassin de Tindouf (Algérie) ; 36 : Dyke de Ksi-Ksou (Algérie) ; 37 : Sills du Nord du bassin de Tindouf et de l'Anti-Atlas (Algérie-Maroc) ; 38 : Dyke de Fom Zguid (Maroc) ; 39 : Coulées et dyke de Ksi-Ksou du bassin de Béchar (Algérie) ; 40 : Coulées du haut Atlas et du moyen Atlas (Maroc) ; 41 : Coulées d'Oujda (Maroc) ; 42 : Coulées du Môle de Tiffrit (Algérie) ; 43 : Coulées du bassin des Monts des Ksour (Algérie) ; 44 : Coulées du bassin des Monts du Djebel Amour (Algérie).

B- Conclusions

Dans cette étude on a démontré :

- 1- Le volcanisme du djebel Amour correspond à des basaltes tholéitiques intracontinentaux de semi-profondeur.
- 2- L'Activité volcanique s'est faite il y a 200Ma d'année dans un milieu lagunaire
- 3- Cette activité volcanique est la conséquence de la dislocation de la Pangée et l'ouverture de l'Océan Atlantique et appartient à la CAMP.
- 4- cette géodynamique planétaire est le résultat du déplacement des plaques lithosphériques en divergence créant un bassin océanique (Océan Atlantique) et des bassins intracontinentaux du domaine atlasique où s'installe le volcanisme basaltique Tholéitique continental.
- 5- Le milieu lagunaire indique le début de l'ouverture des bassins atlasiques qui s'amplifiera au Lias (Fig. 7) selon la direction NE-SW ce qui implique des forces distensives NW-SE dans le NW africain.

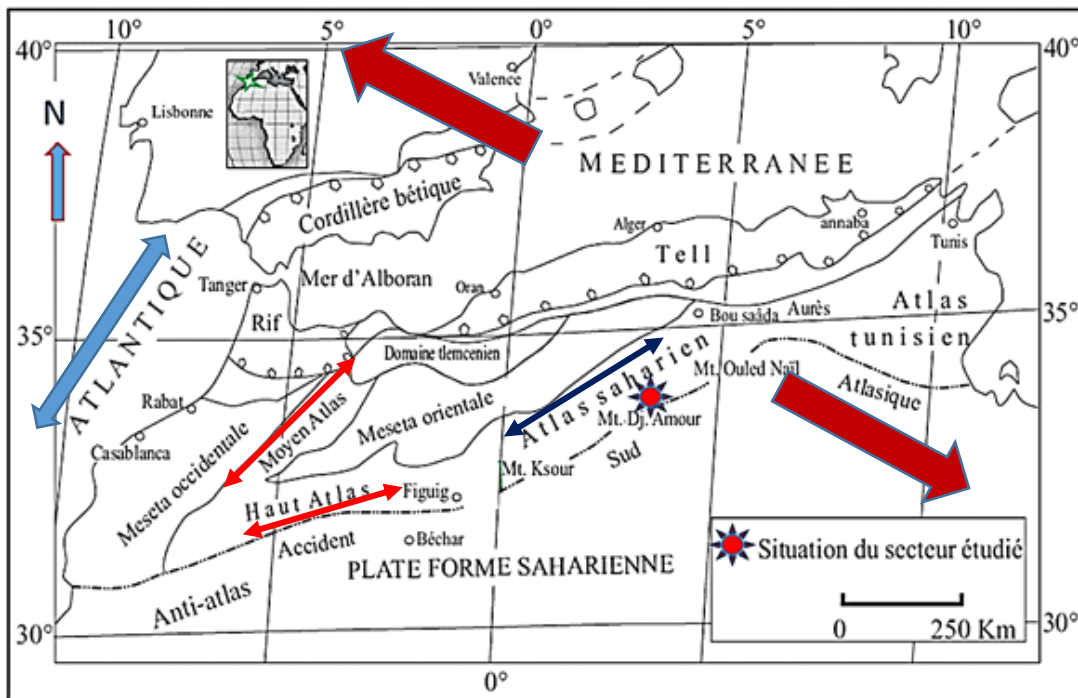


Fig.7 Les ouvertures des bassins atlasiques au Tr/J accompagnés du volcanisme CAMP

- | | | | |
|--|-----------------------------|--|---------------------------------|
| | Bassins Haut et moyen Atlas | | Ouverture de l'Océan Atlantique |
| | Bassins De l'Atlas saharien | | Forces distensives |

C- Références bibliographiques

- Aït Ouali, R., 1991 : Le rifting des Monts des Ksour (Algérie occidentale) au Lias : Organisation du bassin, diagénèse des assises carbonatées, place dans les ouvertures mésozoïques au Maghreb. Thèse doctorat d'état USTHB, Alger.
- Aït Ouali, R., 1992 : Modèle de rift, le bassin des Ksour (Atlas saharien occidental) au Trias-Lias. 14e Réunion, Sciences Terre, Toulouse. Société Géologique de France. Edit. Paris.
- Aït Ouali, R. et Delfaud, J., 1995 : Les modalités d'ouverture du bassin des Ksour au Lias dans le cadre du rifting jurassique au Maghreb. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris, t. 320, série IIa, 773-778.
- Bassoulet, J.P., 1971 : Découverte d'empreintes de pas de reptiles dans l'Infralias de la région d'Aïn Sefra (Atlas saharien, Algérie). Comptes Rendus Sommaires de la Société Géologique de France, (7), p. 358-359.
- Bassoulet, J.P., 1973 : Contribution à l'étude stratigraphique du Mésozoïque de l'Atlas saharien occidental (Algérie). Thèse Sci. Nat. Univ. Paris 6, 2 t.
- Bertrand, H., 1991: The Mesozoic tholeiitic province of northwest Africa: a volcano-tectonic record of the early opening of Central Atlantic, in: Kampunzu A.B., Lubala R.T. (Eds.), Magmatism in Extensional Structural Settings, the Phanerozoic African Plate, Springer-Verlag, pp. 147–191.
- Bertrand, H., Fornari, M., Marzoli, A., Sempere, T., et Féraud, G., 2005: Early Mesozoic rift-related magmatism in the Bolivian Andes and Subandes: The southernmost record of the Central Atlantic Magmatic Province. 6th International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG 2005, Barcelona), Extended Abstracts: 111-114.

- Busson, G., 1974 : Le Trias évaporitique d'Afrique du Nord et d'Europe occidentale, données sur la paléogéographie et les conditions de dépôt. Bulletin de la Société Géologique de France, (7), XVI, n°6, p. 653-665.
- Caire, A., 1971 : Chaînes alpines de la Méditerranée centrale (Algérie et Tunisie septentrionale, Sicile, Calabre et Apennin méridional). UNESCO., tectonique de l'Afrique, Sciences de la Terre, 6, p 61-90.
- Chabou, M.C., Sebaï A., Féraud, G., Bertrand, H., 2007 : Datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de la province magmatique de l'Atlantique central dans le Sud-Ouest algérien, Comptes Rendus Geoscience, 339, 970-978.
- Chambat F., Matas J., Thomas P., 2002 : Identification, mise en évidence et définitions des différentes discontinuités du manteau terrestre. Laboratoire des Sciences de la Terre, ENS de Lyon
- Davison, I., 2005: Central Atlantic margin basins of North West Africa: Geology and hydrocarbon potential (Morocco to Guinea) Journal of African Earth Sciences, 43, 254-274.
- Douihasni, M. et Rolet, J., 1974 : Mise en évidence de tectonique superposées dans la région d'Aïn-Ouarka (Monts des Ksour, Algérie). Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris, t. 278. Série D 1817-1820.
- Douihasni, M., 1976 : Etude géologique de la région d'Aïn Ouarka Bousseghoun (partie centrale des Monts des Ksour), Analyse structurale et stratigraphie. Thèse 3^{eme} cycles, Univ. Oran.
- Duparc, L. 1908 : Sur la transformation du pyroxène en amphibole. In: Bulletin de la Société française de Minéralogie, volume 31, 2).

- Elmi, S., 1977 : Polarité tectono-sédimentaire pendant l'effritement des marges septentrionales du bati africain au cours du Mésozoïque (Maghreb). Extrait des annales de la société géologique du nord T.XCII, p. 315-323.
- Etheve, N., Frizon de Lamotte, D., Mohn, G., Martos, R., Roca, E., and Blanpied, C., 2016: Extensional vs contractional Cenozoic deformation in Ibiza (Balearic Promontory, Spain): Integration in the West Mediterranean back-arc setting: *Tectonophysics*, v. 682,
- Flamand, G.B.M., 1911 : Recherches géologiques et géographiques sur le haut pays de l'Oranie et sur le Sahara (Algérie et territoire du sud). Thèse Sci., Lyon, n°47 et A. Rey. 22 cartes.
- Frizon de Lamotte, D, et al. 2006 : Quelques développements récents sur la géodynamique du Maghreb/ *C. R. Geoscience* 338
- Galmier, D., 1970 : Photogéologie de la région d'Aïn Sefra (Algérie). Thèse doctorat. D'état. Faculté des Sciences, Paris, 9 cartes H.T. ronéot.
- Galmier, D., 1972 : Photogéologie de la région d'Aïn Séfra (Algérie). Publications du Services Géologique de l'Algérie. Nouvelle Série, n°42.
- Jourdan, E., 2015. Cortège des roches vertes de « Courmont ». *Sciences de la Vie et de la Terre*. Académie de Besançon
- Gradstein F.M., and Ogg J.G., (2004): *Geologic Time Scale – Why, How, and Where Next!*
- Lapierre, H., Mangold, C., Elmi., S. et Brouxel, M., 1984 : Deux successions volcano sédimentaires dans le Trias d'oranie (Algérie occidentale). *Revue de Géologie Dynamique et de Géographie Physique*, v. 25, fasc. 5, p361-373.
- Laville, E., Rekhiss F., et Tricart P., 1998 : Evolution structurale des domaines atlasiques du Maghreb au Meso-Cenozoïque; le role des structures heritees dans la

deformation du domaine atlasique de l'Afrique du Nord. Bulletin de la Société Géologique de France, 169, 797-810.

- Leprêtre, R., De Lamotte, D.F., Combier, V., Gimeno-Vives, O., Mohn, G., and Eschard, R., 2018, The Tell-Rif orogenic system (Morocco, Algeria, Tunisia) and the structural heritage of the southern Tethys margin: BSGF - Earth Sciences Bulletin, v. 189

- Le Roy, P., et Piqué, A., Le Gall, B., Ait Brahim, L., Morabet Al, M., Denati, A., 1997 : Les bassins côtiers triasico-liasiques du Maroc occidental et la diachronie de rifting intra-continentale de l'atlantique Central. Bulletin de la Société Géologique de France, 168, 637-648.

- Le Roy, P., et Piqué A., 2001 : Triassic–Liassic Western Moroccan synrift basins in relation to the Central Atlantic Opening Marine. Geology, 172 359-381

-LeBas, M.J., LeMaitre, R., Streckeisen, A., Zanettin, B., 1986: A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali silica diagram. Journal of Petrology, 27, 745-750.

- MacKenzie W.S., Donaldso C.H., Guilford C., 1995 : Atlas des roches magmatiques. Masson. Paris

- Marcel, R., 1963 : Détermination des minéraux des roches au microscope polarisant. Editions Lamarre-Poinat.

- Marzoli, A., Renne, P.R., Piccirillo, E.M., Ernesto, M., Bellieni, G., De Min, A., 1999: Extensive 200 Million-Year-Old Continental Flood Basalts of the Central Atlantic Magmatic Province. Science, 284, 616-618.

- Mattauer, M., Tapponnier P., Proust, F., 1977 : Sur les mécanismes de formation des chaînes intracontinentales : l'exemple des chaînes atlasiques du Maroc. Bulletin de la Société Géologique de France, 19, 521–526.

- May, P.R., 1971: Pattern of Triassic diabase dikes around the North Atlantic in the context of pre-drift position of the continents. Geological Society of America Bulletin, 82, 1285-1292.
- McHone, J.G., 2000: Non-plume magmatism and tectonics during the opening of the central Atlantic Ocean. Tectonophysics, 316, 287-296.
- Meddah, A., 1998 : Etude géologique des appareils diapiriques de l'Atlas saharien occidental (Monts des Ksour). (Essai de synthèse sur les diapirs atlasique). Thèse Magister. USTHB. Alger.
- Meddah, A., Bertrand, H., Elmi, S. 2006 : Le volcanisme Triasico-Liasique des monts des Ksour (Atlas saharien, Algérie) : corrélation avec le Maroc. 5^{ème} Réunion du Groupe marocain du Permien et du Trias, El-Jadida
- Meddah, A., Bertrand, H., Elmi, S., 2006 : Nouvelles données sur le volcanisme du Trias des Monts des Ksour (Atlas saharien occidental, Algérie). XII^{ème} séminaire National Science de la Terre. Oran
- Meddah, A., Bertrand, H., Elmi, S., 2007 : La province magmatique de l'Atlantique central dans le bassin des Ksour (Atlas saharien, Algérie). Compte Rendis Geoscience, 339, 24-30.
- Meddah, A., (2010) la province magmatique de l'Atlantique central (CAMP), dans le bassin des Ksour (Atlas saharien occidental, Algérie). Thèse Doct. Univ. Oran, 143p.
- Meddah A., Bertrand, H., Seddiki, A., & Tabeiouna, M. (2017). The Triassic-Liassic volcanic sequence and rift evolution in the Saharan Atlas basins (Algeria). Eastward vanishing of the Central Atlantic magmatic province.

- Mékahli, L., 1995 : Hettangien-Bajocien supérieur des Monts des Ksour : Biostratigraphie, sédimentologie, évolution paléogéographique et stratigraphique séquentielle. Thèse doctorat d'état Univ. d'Oran.
- Miyashiro A., 1978: Nature of alkalic volcanic rock series. Contributions mineralogy 66, p 91-104. Irvine T et Baragar W. (1971) - A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Canadian Journal of Earth Sciences, 8. Texas.
- Piqué, A., Ait Brahim, L., Ait Ouali, R., Amrhar, M., Charroud, M., Gourmelen, C., Laville, E., Rekhiss F., et Tricart P., 1998 : Evolution structurale des domaines atlasiques du Maghreb au Meso-Cénozoïque ; le rôle des structures héritées dans la déformation du domaine atlasique de l'Afrique du Nord. Bulletin de la Société Géologique de France, 169, 797-810.
- Roubault, M, Fabries, J, Touret, J, Weisbrod, A; 1963: Détermination des minéraux des roches au microscope polarisant. Edit. Lamarre-Poinat
- Scotese C.R., 2001: Digital Paleogeographic Map Archive on CD-ROM et Scotese. C.R. Atlas of Earth History, Volume 1, Paleogeography, Paleomap, Project, Arlington
- Stuttgart & Tübingen, 1834: Beitrag zu einer Monographie des bunten Sandsteins, Muschelkalks und Keupers, und die Verbindung dieser Gebilde zu einer Formation.
- Termier, P., 1897 : Sur le graduel appauvrissement en chaux des roches basiques de la région du Pelvoux. C. R. Ac. Se, t. 124
- Théobald N., Gama A., (1969) : Stratigraphie, Eléments de géologie historique. Edition Doin, Deren et Cie
- Verati, C., Bertrand, H., Féraud, G., 2005: The farthest record of the Central Atlantic Magmatic Province into West Africa craton: Precise $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating and

geochemistry of Taoudenni basin intrusives (northern Mali). Earth and Planetary Science Letters, 235, 391-407.

- Wildi, W., 1983 : La chaîne tello-rifaine (Algérie, Maroc, Tunisie) : structure, stratigraphie et évolution du Trias au Miocène. Revue de géologie dynamique et géographie physique, Vol. 24, Fasc. 3, p. 201-297, Paris.

- Winkler, H.G.F., 1965 : La genèse des roches métamorphiques. Springer-Verlag

Consultation des sites internet

Partie 1

Fig.1 <https://fr.scribd.com/presentation/501429000/les-bassins-sedimentaires-en-Algerie>

Partie 2

Photo 5 <https://www.alexstrekeisen.it/english/vulc/intersertal.php>

Fig. 2 https://www.normalesup.org/~clanglois/Sciences_Terre/Petro-microscope-notes.pdf

Fig.3 http://s.zaragosi.free.fr/ATLAS_PETRO/index.php?page=ter_proportions

Fig.4 https://www.normalesup.org/~clanglois/Sciences_Terre/Petro-microscope-notes.pdf

Partie 3

Fig. 2 <https://tristan.ferroir.fr/index.php/2011/12/29/les-facies-metamorphiques-deskola-et-lutilisation-dune-grille-petrogenetique/>

Fig. 4 et Fig. 5 <http://www.cuniv-tindouf.dz/elearning2/course/view.php?id=245>

ANNEXE

LISTE DES FIGURES ET DES PHOTOS

PREMIÈRE PARTIE

- Les grandes unités structurales de l'orogénèse alpine du NW africain

Fig.1 Les deux grandes unités structurales de l'Algérie dans le NW-africain.

Fig.2 : Les grandes unités structurales de l'orogénèse alpine du NW africain limitées par l'accident sud atlasique au sud

Fig.3 : Schéma structural de l'ouest de la Méditerranée représentant les différents orogènes

Fig.4 : Coupe NW-SE montrant les différentes unités structurales de l'Algérie

- L'Atlas saharien

Fig.5 Log stratigraphique synthétique de l'Atlas saharien

Fig.6 Trias Alpin (Bassins géosynclinaux) et Trias Germanique (Bassins épicontinentaux)

Fig. 7 Datation relative des affleurements argilo-gypso-salins et volcaniques (basaltes) de djebel Melah de Mécheria et de Tiout

Fig. 8 Datation relative des affleurements argilo-gypso-salins et volcaniques (basaltes) au djebel Chémarikh région d'Ain-Ouarka

Fig.9 Différents affleurements argilo-gypso-salins et volcaniques (basaltes) datés de la fin du Trias

- Le djebel Amour

Fig.10 Carte géologique monts des Ksour/djebel Amour (domaine atlasique).

DEUXIEME PARTIE

- Terrain

Photo 1 Position stratigraphique des affleurements volcaniques du djebel Amour

Photo 2 Photo montrant les argiles gypso-salines (évaporitiques) à la base, surmontées par les coulées volcaniques tabulaires

Photo 3 montrant l'argile de couleur rouge ocre gypsifère, à la base, suivies par l'argiles blanchâtre salifère ; au-dessus de cet affleurement argilo-gypso-salin, il y a les coulées volcaniques.

Fig. 1 Coupe synthétique des lithologies volcano-sédimentaires du djebel Amour selon l'ordre chronologique des affleurements visibles sur le terrain.

- Microscopie des minéraux magmatiques

Photo 4 montrant la texture ophitique (texture poecilito-ophitique) (photo. Cette texture n'existe pas dans les basaltes des djebel Amour.

Photo 5 Texture intersertale

Photos 6 Opaque automorphe en association avec du pyroxène

Photo 7 Disposition des plagioclases en charpente et texture intersertale

Photo 8 Plagioclase à macles polysynthétiques

Photo 9 Texture intersertale

Photo 10 Texture sub-ophitique

Photo 11 Association de Plagioclases et de Pyroxènes dans la mésostae constituant une texture gloméroporphyrique

Photo 12 Pyroxène type Augite

Photo 13 Verre volcanique englobant du plagioclase constituant la texture vitreuse.

Fig. 2 Abaque de Michel-Levy pour la détermination de la biréfringence

Fig.3 charte visuelle pour la détermination du pourcentage des minéraux

Fig.4 Détermination du taux d'anorthite en fonction de l'angle d'extinction des plagioclases à macle d'albite polysynthétique.

Fig.5 Les minéraux du groupe des plagioclases en indiquant le taux d'Albite et d'Anorthite.

Encadré rouge Plagioclase des volcanites du djebel Amour

- Microscopie des minéraux secondaires

Photo 14 Ouralitisation du pyroxène (La relique indique que la transformation est partielle. Le clivage (90°) du pyroxène est bien visible (Pseudomorphose)

Photo 15 montrant l'épidotisation

Photo 16 Phénomène de la saussuritisation à l'origine des minéraux secondaires

Photo 17 Saussuritisation des plagioclases. La texture gloméroporphyrique est encore visible

Photo 18 L'épidotisation peut envahir totalement la roche volcanique

Photo 19 Chloritisation des pyroxènes et dévitrification du verre volcanique

Photo 20 Opaques

TROISIEME PARTIE

- Discussions

Photo 1 Globule de roche volcanique dans des argiles indiquant un milieu mou

Fig. 1 Diagramme de classification des alcalins vs silice / domaines des séries alcalines et sub-alcalines

Fig. 2 Les faciès métamorphiques d'Eskola

Fig.3 : La Pangée à la fin du Trias

Fig.4 Détermination de la couche LVZ par la méthode sismique

Fig. 5 Détermination de la LVZ et de la plaque lithosphérique

Fig.6 : Carte de répartition du magmatisme CAMP.

- Conclusions

Fig.7 Les ouvertures des bassins atlasiques au Tr/J accompagnés de volcanisme CAMP