الجمهـــوريـــــة الجزائـــريـــــة الديمقـــراطيـــــة الشـعبيـــة
République Algérienne Démocratique et Populaire
وزارة التـــعلـــيـــــم العـــــالـــــــي والبـحـــــــث العـلمـــــي
Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique

Faculté des Sciences de la Terre et de l'Univers
Université d'Oran 2

Département Des Sciences de la terre et l'univers

Mémoire pour l'obtention du Diplôme de Master2

Ressources Minérales, Géomatériaux et Environnement (RMGE)

Thème :

Les pegmatites de la région de Nedroma, Tlemcen nord-ouest Algérie : pétrographie et mode de mise en place et classification des pegmatites

Présentée et soutenue publiquement le 03 Juillet 2025 par:

ELAMBRI Ahmed Kamel eddine KAID Abdelaziz Tewfik

Devant le jury composé de :

- **Président :** Mme. CHADOULI Nadia Kheira MCB
- **Encadreur :** Mme ALLAMI Fatima Zohra MAA
- **Examinateur :** Mr. TABELIOUNA Mohamed Professeur

Année universitaire : 2024/2025

Abstract

This research focuses on the petrographic and gitological study of granitic pegmatites in the Nédroma region, located in northwestern Algeria. These pegmatitic bodies, emplaced within a Precambrian metamorphic basement and associated with a syn- to post-tectonic granite intrusion, exhibit a wide range of mineralogical and textural features.

Fieldwork allowed for the identification and sampling of various pegmatite dykes and associated facies (aplite, altered granite, quartz veins), followed by detailed macroscopic and thin-section analyses. The petrographic study reveals a mineral assemblage dominated by quartz, feldspars (orthoclase, plagioclase), muscovite, and biotite, accompanied by accessory minerals such as tourmaline and ferromagnetic oxides. Secondary alterations such as sericitization and manganese enrichment suggest late-stage hydrothermal processes.

From a gitological perspective, these pegmatites are structurally controlled and show features consistent with advanced magmatic differentiation. According to the classification by Černý and Ercit (2005), most pegmatites fall into the muscovite and rare-element categories which our could belong to , indicating potential economic interest in rare minerals. This work contributes to the geological understanding of the Nédroma massif and provides a foundation for future exploration, particularly regarding mineral resource potential and the evolution of post-orogenic granitic systems in the domain.
Keywords: pegmatites, granitic pegmatites, veins, Nedroma, metallogeny, petrography

Résumé

Cette recherche porte sur l'étude pétrographique et gitologique des pegmatites granitiques de la région de Nédroma, située dans le nord-ouest de l'Algérie. Ces corps pegmatitiques, mis en place au sein d'un socle métamorphique précambrien et associés à une intrusion granitique syn- à post-tectonique, présentent une large gamme de caractéristiques minéralogiques et texturales. Les travaux de terrain ont permis l'identification et l'échantillonnage de divers filons de pegmatite et de faciès associés (aplite, granite altéré, veines de quartz), suivis de description macroscopique détaillée et d'observations en lames minces.

L'étude pétrographique révèle une association minéralogique dominée par le quartz, les feldspaths (orthose, plagioclase), la muscovite et la biotite, accompagnée de minéraux

accessoires tels que la tourmaline et des oxydes ferromagnésiens. Des altérations secondaires, telles que la séricitisation et l'enrichissement en manganèse, suggèrent des processus hydrothermaux tardifs. D'un point de vue gitologique, ces pegmatites sont structurées par le contexte tectonique et présentent des caractéristiques compatibles avec une différenciation magmatique avancée. Selon la classification de Černý et Ercit (2005), la majorité des pegmatites appartiennent aux catégories muscovite et à éléments rares, catégories auxquelles nos pegmatites pourraient également appartenir, ce qui indique un potentiel intérêt économique pour certains minéraux rares.

Ce travail contribue à une meilleure compréhension géologique du massif de Nédroma et constitue une base pour de futures explorations, notamment en ce qui concerne le potentiel en ressources minérales et l'évolution des systèmes granitiques post-orogéniques de la région.

Mots-clés : pegmatites, pegmatites granitiques, filons, Nedroma, gîtologie, pétrographie

الملخص:

تركّز هذه الدراسة على **التحليل البتروغرافي والجيتيولوجي** للبيغماتيتات الغرانيتية في **منطقة ندرومة** الواقعة في شمال غرب الجزائر. تتموضع هذه الأجسام البيغماتيتية ضمن قاعدة متحولة تعود إلى العصر ما قبل الكمبري، وترتبط بتسللات غرانيتية متزامنة إلى ما بعد التكتونية. وتُظهر هذه الأجسام مجموعة واسعة من الخصائص النسيجية والمعدنية.

سمحت الأعمال الميدانية بتحديد عدد من **العروق البيغماتيتية**، إلى جانب فواصل صخرية مرتبطة بها، كالعروق الأبليتية والغرانيتات المتحوّلة. وقد كشفت الدراسة البتروغرافية عن **تركيب معدني** تهيمن عليه معادن الكوارتز، والفلسبارات (بأنواعها: الأورثوكليز والبلاجيوكليز)، بالإضافة إلى المسكوفايت والبيوتيت. كما تم تحديد معادن ثانوية مثل التورمالين وأكاسيد الحديد المغناطيسي. وتشير مظاهر **التحولات الثانوية**، على غرار السيريسيتية وازدياد تركيز المنغنيز، إلى حدوث عمليات **حرارية مائية متأخرة**.

من المنظور الجيتيولوجي، تظهر هذه البيغماتيتات ارتباطاً وثيقاً بالبنيات التكتونية، مع سمات تتماشى مع مراحل **تمايز ماغماتي متقدم**. وبحسب تصنيف Černý وErcit (2005) **البيغماتيتات**، فإن معظم هذه البيغماتيتات تندرج ضمن فئات **الغنية بالمسكوفايت** و**العناصر النادرة**، مما يعزز فرضية إمكانية وجود **اهتمام اقتصادي مستقبلي** بهذه التكوينات المعدنية.

تُسهم هذه الدراسة في توسيع المعرفة العلمية حول **الماسيف الغرانيتية لندرومة**، وتشكل **قاعدة مرجعية** لأعمال استكشافية مستقبلية، لا سيما فيما يتعلق **بالموارد المعدنية** وتطور الأنظمة الغرانيتية المتأخرة في هذا الجزء من شمال غرب الجزائر.

الكلمات المفتاحية: البيغماتيت، البيغماتيتات الغرانيتية، العروق، ندرومة، جيتولوجيا، بتروغرافيا

Remerciements

Nous tenons à exprimer notre sincère gratitude à toutes les personnes qui ont contribué, de près ou de loin, à la réalisation de ce mémoire.

*Nous remercions tout d'abord **Madame Chadouli**, présidente du jury, pour l'honneur qu'elle nous fait en acceptant d'évaluer notre travail, ainsi que pour ses remarques enrichissantes et son regard bienveillant.*

*Nos remerciements s'adressent également à **Monsieur Tabeliouna**, examinateur, pour l'intérêt porté à notre étude et pour la qualité de ses observations.*

*Nous exprimons toute notre reconnaissance à **Madame Allami**, notre encadreuse, pour son accompagnement rigoureux, sa disponibilité constante et ses conseils avisés, qui ont grandement contribué à l'élaboration de ce travail.*

*Nos remerciements vont également à **Monsieur hocine**, responsable du laboratoire, pour son aide précieuse dans la réalisation des lames minces et des coupures de roches, éléments essentiels à notre étude pétrographique.*

*Nous remercions également **Monsieur Benramdane**, professeur à l'université, pour sa disponibilité et ses conseils utiles à différentes étapes de notre travail.*

*Nous adressons enfin nos sincères remerciements à **Monsieur Bendoukha**, pour son accompagnement et son aide précieuse durant notre stage de terrain.*

Nous n'oublions pas l'ensemble des enseignants du département de géologie pour la qualité de leur enseignement, ainsi que nos camarades pour leur soutien et leur esprit de collaboration.

Table des matières

Introduction 1

CHAPITRE I: Généralités 2

I- CONTEXTE géographique 3

II- Contexte géologique 3

III - Buts et problématique du travail 10

CHAPITRE II: Cadre géologique 15

I - Le socle 16

II- La couverture 19

III- Conclusion 22

Chapitre III: Présentation du granite de Nedroma 23

I- Forme, dimensions et structure interne 24

II. Relations de contact et interaction avec l'encaissant 26

III- Diversité des faciès et organisation interne 26

Chapitre IV: Pétrographie de pegmatites (étude macroscopique et microscopique) 29

I - Description de cortège filonien de la région de Nedroma 30

II - Description microscopiques 42

Chapitre V: Classification de pegmatite 53

I- Classification des pegmatites 54

II- Gitologie 70

CONCLUSION GENERALE 81

Références bibliographiques 83

Liste des figures 85

Liste des tableaux 88

INTRODUCTION

Introduction

Les pegmatites granitiques constituent des objets géologiques complexes, à la fois fascinants par leur richesse minéralogique et essentiels pour la compréhension des processus de différenciation magmatique. Leur étude permet non seulement de retracer les conditions de cristallisation en profondeur, mais aussi d'identifier des phases minérales rares, parfois économiquement valorisables. Dans ce contexte, la pétrographie (analyse des textures, minéraux et structures des roches) et la gitologie (étude des gisements et des processus de mise en place) apparaissent comme des outils incontournables pour décrypter l'origine et l'évolution de ces formations.

La région de Nédroma, située dans le nord-ouest de l'Algérie, offre un cadre géologique favorable à une telle étude. Ce massif, à dominante granitique, intrude un socle métamorphique précambrien et présente un cortège de filons aplitiques et pegmatitiques peu documentés. Malgré des travaux géologiques antérieurs, notamment ceux d'Abdelhalim (1973), la diversité minéralogique et la structuration interne des pegmatites de cette région restent encore peu explorées selon une approche détaillée et moderne.

Le présent travail s'inscrit dans cette perspective. Il vise à caractériser les pegmatites de la région de Nédroma sur les plans pétrographique et gitologique, à travers des observations de terrain, des analyses macroscopiques et microscopiques des échantillons, ainsi qu'une classification des faciès selon les schémas internationaux (Černý & Ercit, 2005 ; Černý, 1991). L'objectif est de mieux comprendre la genèse de ces formations, d'identifier les paragenèses minérales principales et secondaires, et d'évaluer leur potentiel minier à travers la reconnaissance de phases rares ou ferromagnésiennes.

Cette étude contribue ainsi à enrichir les connaissances sur les systèmes pegmatitiques d'Afrique du Nord et constitue une base de référence pour de futures recherches géologiques ou exploitations ciblées dans le massif de Nédroma.

CHAPITRE I: Généralités

I- CONTEXTE géographique

La région d'étude se situe dans le **nord-ouest de l'Algérie**, plus précisément au sein du massif de **Nédroma**, rattaché à la chaîne **tellienne**, dans la wilaya de Tlemcen. Géographiquement, elle est délimitée entre la longitude 1°30' et 1°50' **Ouest**, et la latitude 35°00' et 35°10' **Nord**. Cette zone présente une topographie accidentée, dominée par des reliefs montagneux, des crêtes allongées et des vallées encaissées. Le paysage naturel est marqué par une alternance de zones boisées et de formations rocheuses bien dégagées, favorables à l'observation géologique.

Sur le plan logistique, l'accès à la zone d'étude se fait principalement par un réseau routier secondaire. Certaines pistes rurales permettent d'atteindre les secteurs d'intérêt géologique, mais d'autres parties plus isolées nécessitent un accès pédestre. Malgré cette relative difficulté d'accès, la diversité morphologique du terrain permet de rencontrer de nombreux affleurements représentatifs des unités lithologiques régionales.

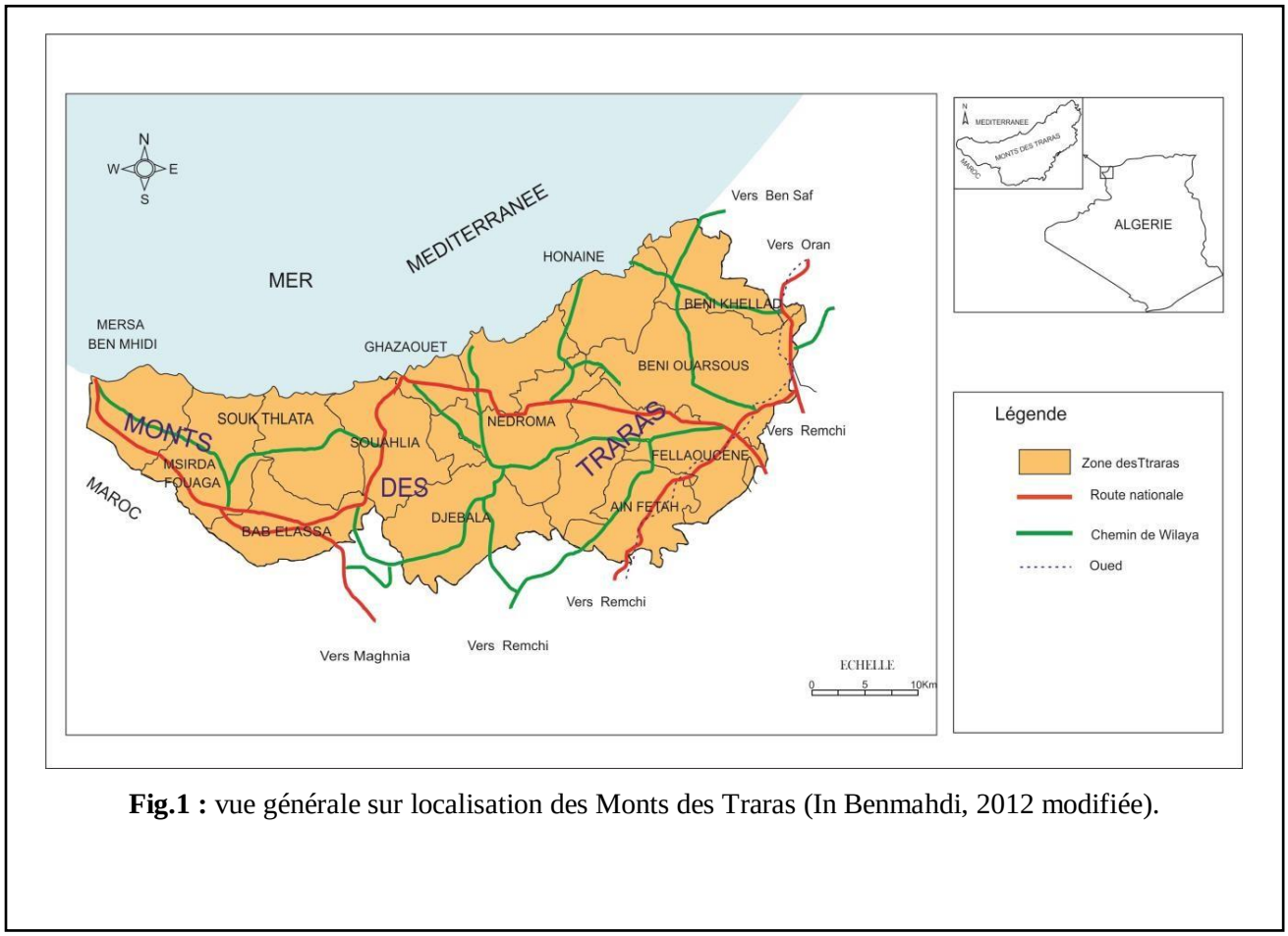


Fig.1 : vue générale sur localisation des Monts des Traras (In Benmahdi, 2012 modifiée).

II- Contexte géologique

La géologie de la Wilaya de Tlemcen, et plus spécifiquement des Monts des Traras (Fig. 02), est aujourd'hui bien synthétisée grâce aux connaissances actuelles. Cette région des Monts des Traras a

particulièrement attiré l'attention de nombreuses générations de géologues, conduisant à la réalisation de plusieurs études pluridisciplinaires. Parmi les travaux marquants sur les Monts des Traras, citons notamment ceux de : Gentil (1903), Guardia (1970, 1975), Elmi (1971, 1976, 1978, 1979, 1981, 1984, 1987, 1998), Ameur (1978, 1988, 1999) et Benhamou (1983).

La sédimentation et la paléogéographie régionales ont été fondamentalement contrôlées par la tectonique tardi-hercynienne (Guardia, 1975 ; Ameur, 1999). Sous l'effet de mouvements distensifs, un sillon intracratonique, peu profond et en subsidence, s'est individualisé (Elmi, 1973), structuré selon un modèle de blocs basculés (Elmi, 1983). Dès le Domérien basal, voire avant, des mouvements épirogéniques (Ameur, 1999) ont provoqué un enfoncement soudain du fond marin (Guardia, 1975 ; Ameur, 1978, 1999). Bien que la sédimentation se soit déroulée en milieu peu profond, cette instabilité tectonique s'est traduite par des variations latérales marquées dans les faciès et les épaisseurs sédimentaires. Ces variations ont principalement affecté les terrains jurassiques (Ameur, 1978, 1999).

L'évolution paléogéographique du domaine tlemcénien révèle son individualisation à partir du Carixien et sa cicatrisation dès l'Oxfordien terminal. Les travaux d'Elmi (1983) démontrent que le Jurassique inférieur et moyen a été contrôlé par deux facteurs majeurs : La topographie locale: marquée par la présence de reliefs résiduels significatifs sur les hautes zones.

La tectonique: caractérisée par une subsidence différentielle associée aux accidents structuraux.

II.1. Le socle (autochtone) des Traras

Le socle, correspondant aux terrains du Primaire, présente une tectogenèse polyphasée intense liée à l'orogenèse hercynienne. Les formations les plus anciennes, d'âge Ordovicien, affleurent principalement au niveau des horsts (exemple : Ghar Roubane). Ces terrains montrent fréquemment des structures plissées et des traces de granitisation. L'ensemble est recouvert en discordance par les formations du Permo-Trias.

II.2. La couverture

La couverture secondaire affleure largement dans les Monts des Traras. Sa sédimentation présente d'importantes variations de faciès et d'épaisseurs, témoignant d'une instabilité tectonique (Guardia, 1975 ; Benhamou, 1983 ; Ameur, 1999).

Elle débute au Permo-Trias par une série détritique pourprée en discordance sur le Primaire. Ce complexe volcano-sédimentaire reflète le morcellement de la plate-forme continentale hercynienne (Guardia, 1975 ; Lapierre et al., 1984), associé à un volcanisme fissural, et s'intègre dans un milieu continental détritique margino-littoral (Ameur, 1999).

Le Jurassique sus-jacent présente une évolution sédimentaire rythmée :

- Sinémurien : Sédimentation détritique continentale à conglomérats (Tchenar, 2004). Sinémurien - Carixien moyen : Premier épisode carbonaté (dolomies). La transgression carixienne installe des calcaires compacts (Tchenar, 2004).

- Carixien moyen/supérieur : Dépôt carbonaté. Deuxième épisode de morcellement tectonique, plus précoce à l'Ouest et au SW (Ameur, 1999).

- Domérien : Dislocation de la plate-forme carbonatée et mise en place des premiers dépôts de mer ouverte. La période s'achève par une alternance marno-calcaire en milieu de bassin (Tchenar, 2004).

- Toarcien : Tectonique distensive générant des blocs basculés (bassins et hauts-fonds). Développement de marno-calcaires dans les zones profondes et du faciès « Ammonitico rosso » sur les hauts-fonds (Ameur, 1999).

- Toarcien supérieur - Aalénien : Sédimentation de calcaires argileux et de marnes à « Zoophycos » (Ameur, 1999).

- Aalénien moyen : Installation de calcaires bio-détritiques dans l'est des Traras septentrionaux (Tchenar, 2004).

- Bajocien inférieur : Présence de lentilles récifales à la base (notamment à Fellaoucene) (Ameur, 1999).

- Bajocien moyen/supérieur : Sédimentation d'abord marno-calcaire, puis marneuse (Ameur, 1999).

- Bathonien inférieur/moyen : Dépôt de calcaires microgréseux à Rhar Roubane (sauf partie occidentale), et de marnes ailleurs (Ameur, 1999).

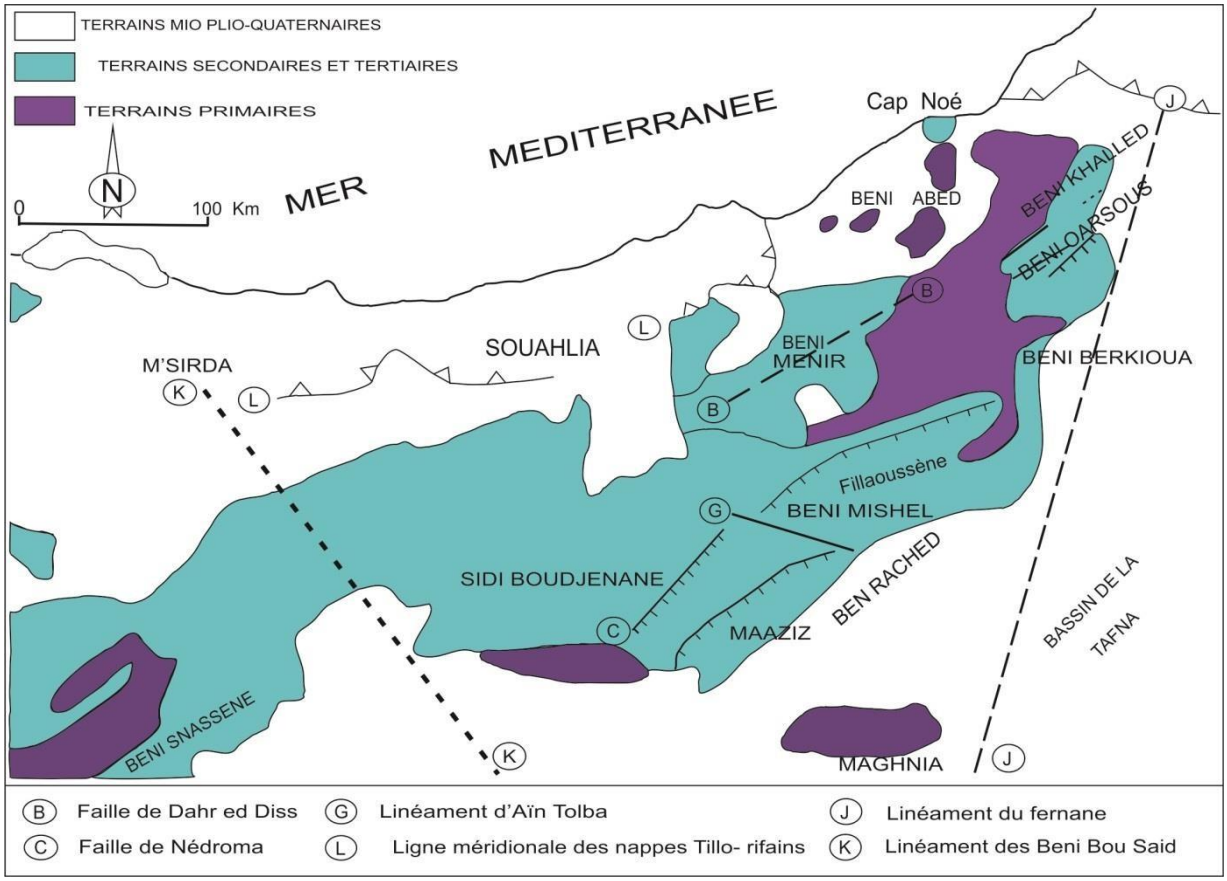


Fig. 02- Carte géologique des Monts des Traras (In Ameur, 1999 modifiée)

II.3 Cadre structural

Au Jurassique inférieur et moyen, l'évolution paléogéographique de l'Oranie est contrôlée par la paléo-tectonique (Elmi, 1978, 1984, 1985). Selon une polarité NS, on note la présence des domaines paléogéographiques suivants : le domaine tello-rifain, le domaine tlemcénien, le domaine des hautes plaines oranaises et le domaine atlasique (Fig.03 et 04).

Cattaneo (1980) met en évidence l'existence de grandes similitudes avec différents secteurs de l'Avant-pays tello-rifain, on particulier dans le style et dans les directions de déformations successives de la couverture. Les grands traits structuraux de la région considérée sont acquis avant la transgression du Miocène moyen (Guardia, 1970).

Les principales phases responsables de l'édification de ces structures appartiennent à la phase atlasique. Le style atlasique se reconnait par la discontinuité des anticlinaux (Guardia, 1975).

Le domaine tlemcénien est affecté par cinq grandes transversales orientées NNE-SSW (Fig. 03). Ces transversales délimitent quatre panneaux paléogéographiques. De l'Ouest vers l'Est, ils correspondent aux panneaux I, II, III et IV (Ameur, 1999). Les Monts des Traras se situent dans le panneau II. Ce

dernier est compris entre les transversales de Moulaya à l'Ouest et celle de la Tafna à L'Est. Il regroupe les Beni Snassen, les Monts des Traras, les Monts de Oujda et les Monts de Rhar Roubane.

Le massif des Traras Montre une architecture triangulaire (Fig. 04). (Guardia, 1975). Il est délimité au Nord par la ligne méridionale des nappes tello-rifaines(L) (Ameur, 1999), à 1'Est par l'alignement du Fernane (N20)(J) (Ameur, 1999) et au Sud-Ouest par l9alignement des Benibou Saïd (NW-SE) (K). (Fig.02 ; 04). Guardia (1975) subdivise cette chaîne en cinq compartiments :

- Compartiment de Sidna Oucha-Beni Abed (I).
- Compartiment de Beni Menir-Beni Khaled (IIA ; IIC).
- Compartiment du Fillaoussène-Maaziz-Beni Ouarsous (IIIA; IIIB; IIIC).
- Compartiment de Beni Mishel-Kourkar-Djerf Toumai (IV; IVB).
- Compartiment de Maghnia.

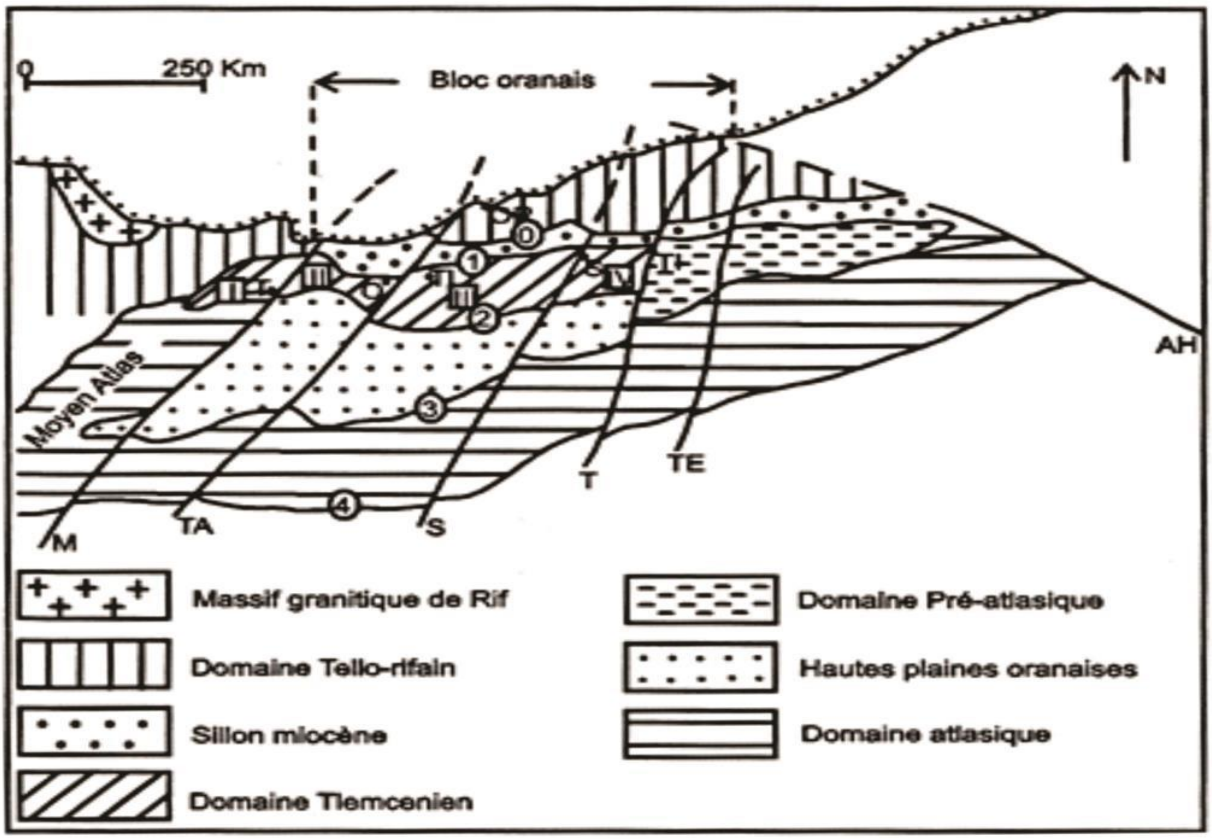


Fig.03- Cadre paléogéographique et géologique de l9Algérie nord-occidentale. (In. Ameur, 1999).

0: Front de nappes tello-rifaines; 1: Flexure Nord-tellienne; 2: Flexure Sud-tellienne; 3: Accident Nord-atlasique; 4:Accident Sud-atlasique; M: Transversale dc Moulaya; TA: Transversale dc Tafna; S: Transversale dc Saida; T: Transversale de Tiaret; TE: Transversale dc Teniat Le had; AH: Transversale Aurès Hodna; O: Oujda; OR: Oran; S: Saida; TL: Tlemcen; G: Guercif, TI: Tiaret; F: Frenda; M: Méchria; N: Nedroma.

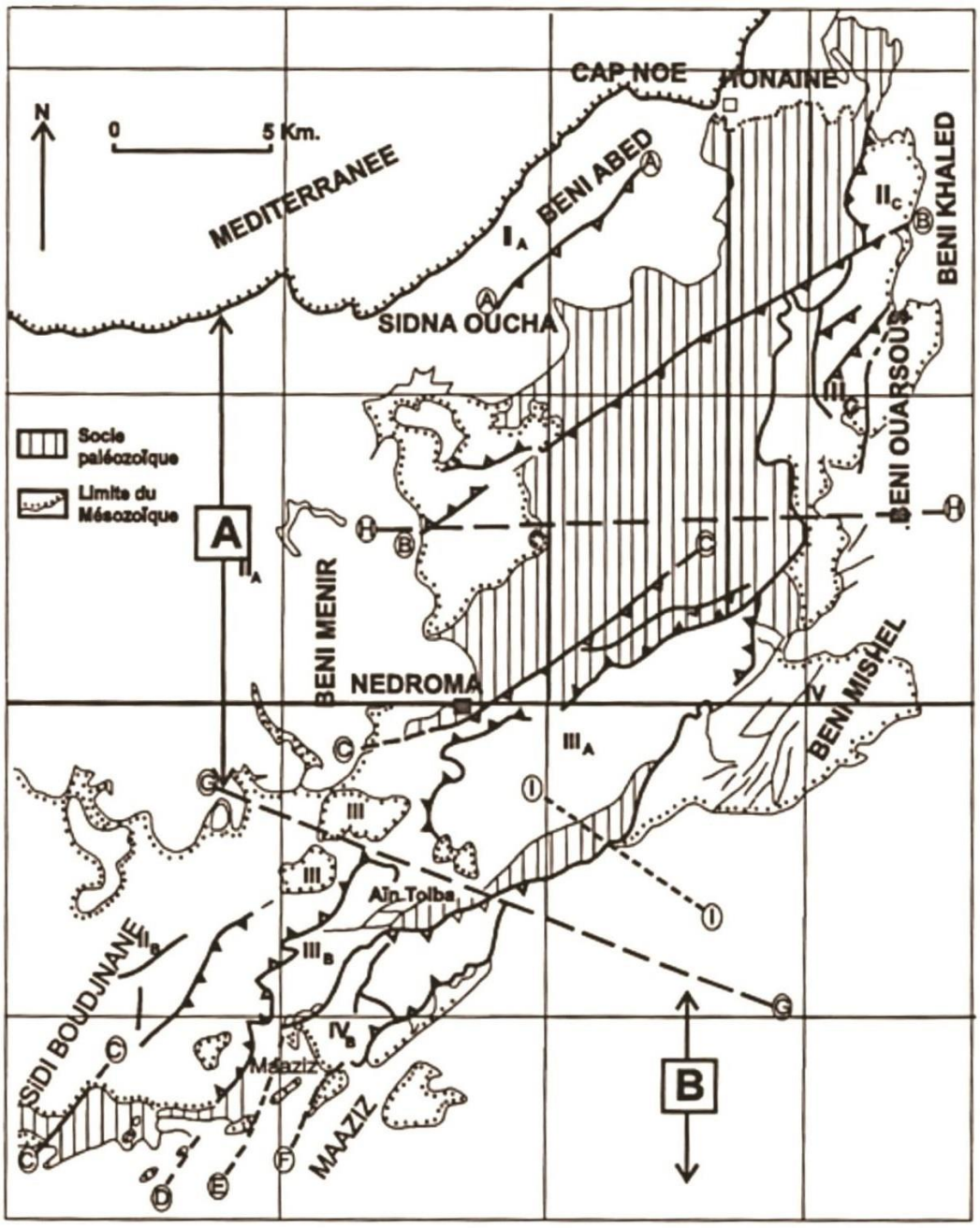


Fig. 04 : cadre structural des Monts des Traras d9après Guardia (1975) modifie par Ameur (1999).

A : Traras septentrionaux: Traras méridionaux, A : faille de cap Noé, B: Faille de Dhar ed Diss

C: Faille de Nedroma, J: linéament de fernane, IA : linéament de sidna oucha-Beni abed, IIA : compartiment des Beni Menir, IIB : compartiment de Sidi boudjnane, IIIC : compartiment des Beni khaled, IIIA : compartiment de Fellaoucene, IIIB/compartiment des Djebala-maaziz, IIIC : compartiment de Beni ouarsous, IVA : compartiment des Beni mishel, IVB: compartiment du Dj. Tiouina-Bentouila.

- Guardia (1975) distingue deux grands domaines structuraux dans les Monts des Traras :

A. Les Traras méridionaux

Localisation : Partie sud de la chaîne.

Subdivisions : Deux secteurs orientés NE-SW: Secteur de Sidi Boudjnane, Secteur de Maaziz.

Séparation : Ces secteurs sont délimités par la faille de Nedroma (CC9).

B. Les Traras septentrionaux

Localisation : Partie nord de la chaîne.

Subdivisions : Quatre secteurs d'orientation générale SW-NE: Secteur des Beni Mishel (SE), Secteur des Beni Ouarsous et Beni Khaled (Est), Secteur des Beni Abed (NW), Secteur des Beni Menir (SW).

Contrôle tectonique : Ces secteurs sont séparés par des failles majeures orientées NE-SW.

C. Évolution structurale

L'histoire tectonique des Traras comprend cinq phases principales (Guardia, 1970, 1975; Bensalah, 1977 ; Cattaneo, 1980) :

Phase compressive (SW-NE) : Génère un plissement responsable des structures comme les Djebels Gorine et Sidi Sofiane.

Phase extensive (distension) : Se manifeste par la formation de failles normales majeures.

Phase compressive cassante (directions NE-SW, NS, SSW-NNE) : Engendre des décrochements.

Phase compressive : Provoque des chevauchements localisés.

Phase extensive finale : Donne naissance à la morphologie actuelle, incluant glissements épiglyptiques, glissements de terrain et failles panamiennes (Benhamou, 1983).

III - Buts et problématique du travail

Cette étude repose sur une approche combinée, articulant observations macroscopiques sur le terrain et analyses microscopiques en laboratoire. Les descriptions de terrain ont permis d'identifier les pegmatites et leurs relations avec l'encaissant. L'analyse pétrographique, à partir d'échantillons prélevés, a affiné ces observations en révélant les structures internes et les associations minéralogiques. Ces résultats ont ensuite été confrontés à la littérature existante afin d'enrichir l'interprétation géologique.

- Méthodologie d'échantillonnage dans les filons :

L'échantillonnage des filons constitue une étape essentielle dans l'étude de leurs compositions, de leurs architectures internes et de leurs relations avec les roches encaissantes. Cette opération permet de documenter la variabilité des faciès, la présence éventuelle d'une zonation minéralogique.

La première phase consiste à localiser précisément les filons sur le terrain. Cela passe par une observation attentive de l'affleurement, où le filon se distingue généralement par une morphologie linéaire, une coloration différente de l'encaissant et une texture spécifique (massive, grenue, saccharoïde, pegmatitique, etc.). Une fois identifié, le filon est décrit de manière complète : nature des minéraux visibles, largeur, forme, continuité, aspect des bords, présence de poches, de fractures ou de figures géométriques particulières. Les relations de contact avec l'encaissant sont également notées : elles peuvent être nettes, irrégulières, diffusées, ou affectées par des structures tectoniques. L'orientation du filon (direction et pendage) est systématiquement mesurée et notée.

L'échantillonnage lui-même s'effectue selon une approche structurée. Le filon est divisé conceptuellement en trois zones : la **marge**, la **zone intermédiaire** et le **cœur**.

Des échantillons représentatifs sont prélevés dans chacune de ces parties afin de refléter la diversité lithologique et minéralogique éventuelle. On veille à prélever des fragments frais, cohérents, d'une taille suffisante pour l'étude macroscopique et la conservation. On évite les zones altérées ou trop fracturées, sauf si elles présentent un intérêt particulier (poche, cristallisation secondaire, etc.). Dans les filons zonés, on distingue parfois des transitions

progressives ou brutales entre les zones ; ces variations doivent être échantillonnées avec soin pour permettre leur comparaison ultérieure.

Chaque échantillon est soigneusement identifié sur le terrain à l'aide d'un **code unique**, structuré selon une nomenclature claire et reproductible. Ce code inclut généralement l'abréviation de la zone géographique, le numéro du site, le numéro du filon, la position de l'échantillon dans le filon (marge, zone médiane, cœur) et la date du prélèvement. Par exemple, le code **ND-04-F2-M-240625** désigne un échantillon prélevé à Nédroma (ND), site 4, filon n°2, en marge (M), le 24 juin 2025. Ce système garantit une traçabilité fiable, essentielle pour l'interprétation future des données.

Parallèlement à l'échantillonnage, une **description de terrain** est rédigée dans le carnet ou la fiche d'observation. Elle comprend les informations relatives à l'environnement géologique local, à la morphologie du filon, aux structures visibles (fentes, schistosité, plis), aux minéraux observables à l'œil nu, à la granulométrie, à la couleur dominante, ainsi qu'aux éventuelles structures secondaires (poche miarolitique, zonation, concentrations minérales localisées, etc.). Une photographie ou un croquis du filon, avec une indication claire des points de prélèvement, peut accompagner cette description.

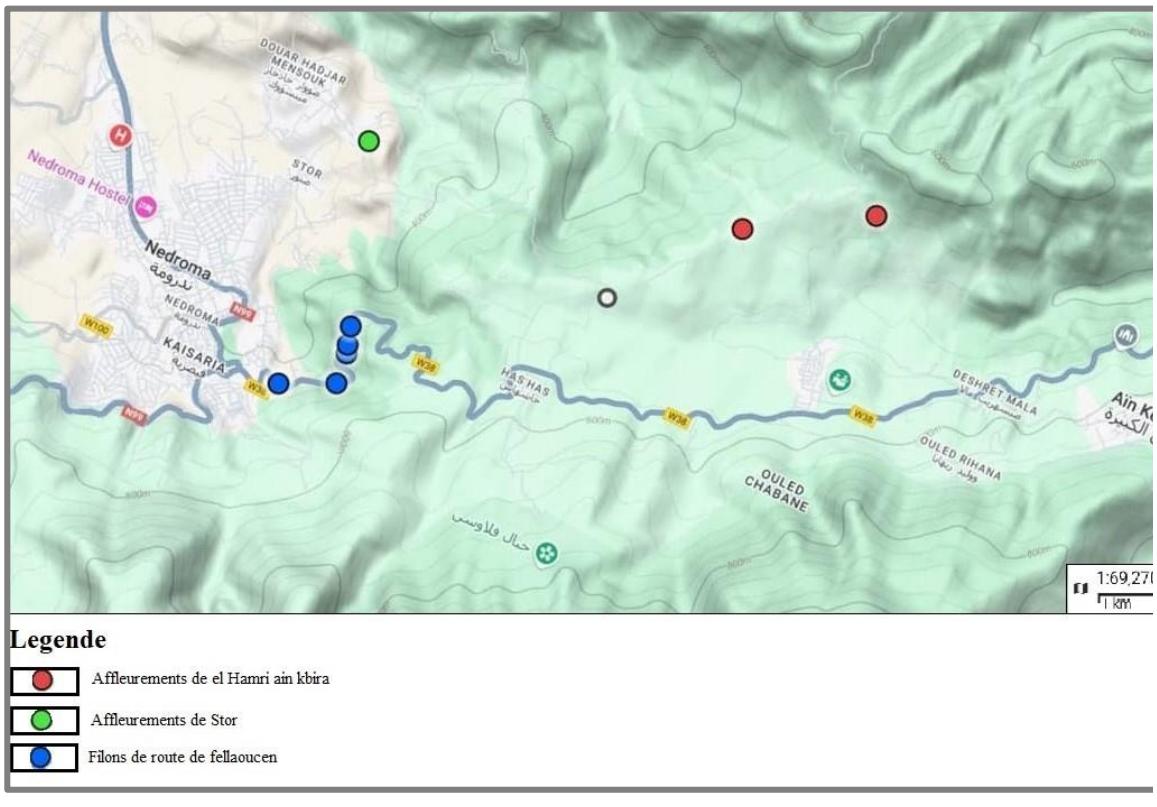


Fig. 5 : Carte d'échantillonage de la region de NEDROMA

- Confection des lames minces

La lame mince est un outil fondamental pour l'analyse pétrographique en géologie. Elle permet l'observation microscopique des minéraux, de leurs textures, de leurs relations cristallographiques, et des structures internes des roches. La confection des lames minces suit un protocole rigoureux, visant à obtenir une section de roche polie d'une épaisseur standardisée de **30 microns**, montée sur une lame de verre.

La première étape consiste à sélectionner des échantillons représentatifs du point de vue lithologique, textural et minéralogique. Ces fragments doivent être cohérents, peu altérés, et d'une taille adaptée (généralement entre 3 × 4 cm et 4 × 6 cm). Une face plane est sciée sur chaque fragment à l'aide d'une scie à roche, pour garantir une surface de contact homogène avec la lame porte-objet.

Une fois scié, le fragment est fixé sur une lame de verre standard (75 mm × 25 mm) à l'aide d'un **adhésif résistant à la chaleur**. Après séchage complet de la colle, l'échantillon est meulé progressivement à l'aide d'abrasifs de granulométrie décroissante. Cette opération est réalisée jusqu'à atteindre l'épaisseur standard de 30 microns.

À cette épaisseur, la plupart des minéraux présentent leurs propriétés optiques caractéristiques sous lumière polarisée (birefringence, extinction, couleurs d'interférence, etc.). Une fois l'épaisseur atteinte, la surface de la roche est soigneusement **polie** pour éliminer les rayures, puis **nettoyée** afin de retirer les résidus. Une **lamelle de verre mince** peut être apposée au-dessus pour protéger la lame, notamment en cas d'observations répétées. Chaque lame est ensuite étiquetée avec un **code d'identification clair** (référencé au carnet de terrain), incluant le numéro d'échantillon, la date, le lieu de prélèvement et la position dans le filon si nécessaire (marge, cœur, etc.).

Ce processus permet la réalisation de lames minces de haute qualité, indispensables à une observation précise au microscope polarisant. Elles sont utilisées pour déterminer la nature des minéraux (identification optique), étudier leurs relations texturales (croissance, zonation, remplacement, déformation) et reconstituer l'histoire cristalline de la roche. En géologie des filons, les lames minces permettent également d'observer les **textures pegmatitiques, graphiques, saccharoïdes**, ainsi que les associations minérales liées aux différentes étapes de cristallisation ou d'altération.

La confection de lames minces constitue ainsi un maillon essentiel du processus analytique, reliant directement le travail de terrain à l'interprétation pétrographique en laboratoire.



Fig. 4 : Confection des lames minces.

- Étude pétrographique des lames minces

L'étude pétrographique en lames minces permet une analyse fine de la composition minéralogique, des textures et des structures internes des roches, et constitue une étape fondamentale dans l'interprétation pétrogénétique. Elle est particulièrement utile dans le cas des filons magmatiques ou métamorphiques, où la zonation, les relations entre minéraux, et les microstructures renseignent sur les conditions de cristallisation et les modifications postérieures.

Chaque lame mince est observée sous **microscope polarisant**, en lumière polarisée plane (LPP) et en lumière polarisée analysée (LPA). Les observations commencent par l'identification des **minéraux principaux** à partir de leurs propriétés optiques : biréfringence, relief, forme cristalline, couleur d'interférence, extinction, clivage, macles, etc. Dans le cas des filons pegmatitiques par exemple, les minéraux dominants observés sont le **quartz**, les

feldspaths alcalins (orthose, microcline), la **plagioclase**, ainsi que des **micas** (muscovite, biotite), souvent accompagnés de minéraux accessoires tels que **tourmaline**, **apatite** ou **grenat**.

Les **textures** sont également soigneusement décrites : textures grenues à cristaux automorphes ou xénomorphes, **textures interstitielles** (feldspath interstitiel entre cristaux de quartz), **textures graphiques** (association graphique de quartz et feldspath), **textures poikilitiques**, ou encore **textures pegmatitiques**, avec cristaux de grande taille et disposition anarchique. Dans les zones de bordure des filons, on note souvent des cristallisations plus fines et des minéraux précoces (plagioclases), alors que les centres de filon révèlent une cristallisation lente avec des minéraux de grande taille et parfois des poches miarolitiques.

L'étude en lame mince permet également d'identifier les **minéraux secondaires** issus de processus post-cristallisation, tels que l'**altération** (feldspaths transformés en kaolinite ou séricite, biotite en chlorite), ou des remplissages de fractures par des minéraux tardifs (quartz secondaire, calcite, oxydes de fer). Ces indices sont précieux pour reconstituer l'évolution thermique, fluide et mécanique de la roche.

Enfin, les relations entre minéraux (inclusions, réactions de bord, surcroissances, pseudomorphoses), ainsi que la présence éventuelle de **déformations** (plissements internes, extinction roulante, fracturation intracristalline), fournissent des indications sur les événements post-magmatiques ou métamorphiques ayant affecté la roche.

L'ensemble de ces observations est consigné dans une **fiche pétrographique standardisée**, précisant pour chaque lame : le code de l'échantillon, le lieu de prélèvement, la nature de la roche, les minéraux identifiés, leurs proportions relatives, la texture dominante, et les observations structurales spécifiques. Cette base de données constitue un outil indispensable pour établir une classification pétrographique des filons étudiés et pour corréler les données microscopiques avec les observations de terrain.

CHAPITRE II: Cadre géologique

I - Le socle

La région étudiée repose sur un socle précambrien profondément transformé par une longue histoire géologique. Ce socle constitue la base structurale sur laquelle s'est déposée la couverture sédimentaire postérieure. Il est essentiellement composé de roches métamorphiques complexes, témoins d'épisodes tectono-métamorphiques anciens, et recoupé par des intrusions magmatiques tardi-tectoniques à post-tectoniques. L'analyse de ce socle permet de reconstituer les grandes étapes de l'évolution géodynamique régionale, depuis la sédimentation initiale jusqu'aux dernières phases de déformation et de magmatisme. Cette section s'articule autour de plusieurs aspects complémentaires : stratigraphie, paléogéographie, sédimentologie, tectonique, métamorphisme et magmatisme.

A. Contexte géodynamique

Le socle primaire des Monts des Traras s'inscrit dans le cadre d'une évolution polyphasée liée à l'orogenèse hercynienne, marquée par des épisodes successifs de subduction, de collision et d'épaississement crustal. Ce socle, constituant l'autochtone de la chaîne tellienne, affleure principalement au niveau de horsts, tels que celui de Ghar Roubane, et présente une tectonique polycyclique (Guardia, 1975 ; Ameur, 1999).

B. Sédimentologie

La série ordovicienne dans le secteur de Nedroma est dominée par des grès quartzitiques à stratifications entrecroisées, témoins d'un environnement marin peu profond de type haut-fond. Ces dépôts montrent localement des passées conglomératiques à galets de quartz bien roulés, particulièrement visibles au sud de la ville (Ameur, 1999). La transition vers le Siluro-Dévonien est marquée par l'apparition progressive d'alternances gréso-pélitiques plus fines, contenant localement des niveaux quartzitiques d'épaisseur métrique, caractéristiques d'une sédimentation en contexte de bassin calme (Guardia, 1975). À l'ouest de Nedroma, la série carbonifère affleure sous forme de conglomérats polygéniques à matrice sableuse, interstratifiés de lentilles charbonneuses d'extension limitée, traduisant un environnement deltaïque (Abdelhalim, 1973). La discordance post-carbonifère est bien visible le long de l'oued Tafna, où les dépôts permo-triasiques reposent directement sur les structures plissées du socle.

C. Tectonique

La structure de la région de Nedroma est dominée par des plis serrés orientés NE-SO, particulièrement marqués dans les formations ordoviciennes. Ces plis, inclinés de 20 à 30° vers l'est, présentent fréquemment un déversement vers le nord-ouest. La faille principale de Nedroma, avec un rejet vertical estimé à environ 350 mètres, joue un rôle déterminant dans la distribution des affleurements carbonifères.

Trois grands systèmes de fractures ont été mis en évidence :

1. Un système de fractures NE-SO, associé à l'orogenèse hercynienne ;
2. Des accidents NW-SE, plus récents ;
3. Des failles N-S secondaires, d'âge alpin.

L'analyse des carrières situées au nord de Nedroma révèle une histoire tectonique complexe, marquée par une succession de déformations ductiles (plis isoclinaux), suivies de phases cassantes (failles). Cette évolution structurale explique l'agencement actuel des unités géologiques dans la région

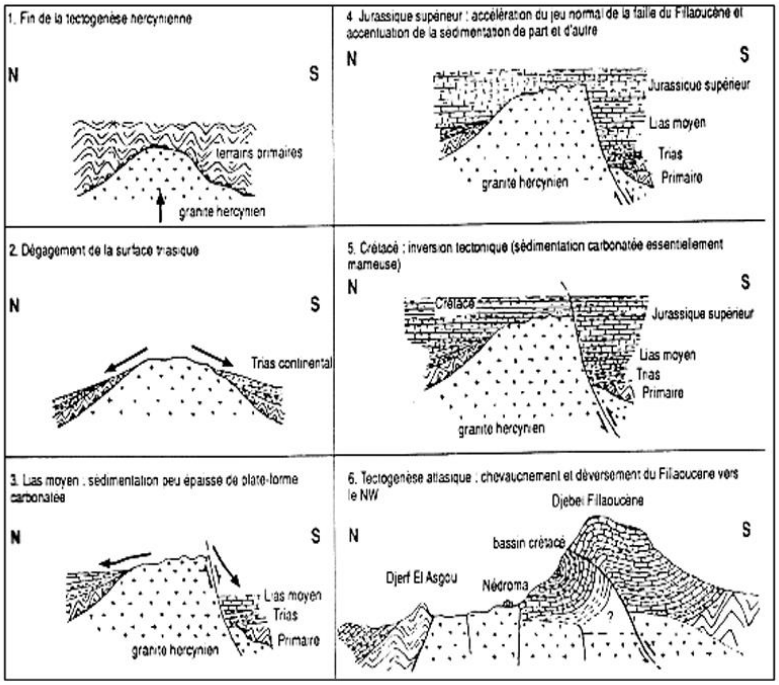


Fig. 5 : Schémas approximatifs des évènements du primaire et secondaire à Nedroma et Fillaoucéne. (D'après ZERROUKI Chaouki 2012).

D. Métamorphisme et magmatisme

Les recherches menées par **Abdelhalim (1973)**, **Guardia (1975)** et **Ameur (1999)** ont permis de reconstituer l'histoire géologique de la région de Nedroma. Le socle y présente une transformation métamorphique progressive avec la profondeur, marquée par différents assemblages minéralogiques :

1. **En surface** :
    - Schistes verts caractérisés par l'association **chlorite + biotite + plagioclase**
    - Ces minéraux indiquent des conditions de basse température (300–400 °C)
2. **En profondeur** :
    - Amphibolites montrant l'assemblage **hornblende + plagioclase + grenat**
    - Ces paragenèses témoignent de températures plus élevées (600–650 °C) (**Abdelhalim, 1973**)

Cette évolution résulte d'un enfouissement crustal important (15–20 km) durant l'orogenèse hercynienne. L'activité magmatique associée comprend :

1. Des granodiorites à **biotite + plagioclase** (phase syntectonique, **Guardia, 1975**)
2. Des granites péralumineux (phase post-tectonique, **Ameur, 1999**)
3. Des filons pegmatitiques (phase tardive)

Après la phase compressive de l'orogenèse hercynienne, la région de Nedroma a connu une période de relâchement tectonique, caractérisée par une extension crustale. Selon les travaux d'**Abdelhalim (1973)**, cette phase post-collisionnelle se manifeste par plusieurs phénomènes géologiques majeurs :

- L'intrusion de granites péralumineux issus de la fusion partielle de la croûte continentale
- la formation de réseaux de filons aplitiques.
- le développement de systèmes de failles normales.

  Ces processus résultent principalement de trois mécanismes interconnectés. Après la collision des plaques, la croûte terrestre subit une transformation en trois étapes principales. D'abord, la partie inférieure de la croûte, qui s'était épaissie pendant la collision, commence à s'amincir et à se fracturer. Ensuite, cette séparation permet à la

partie supérieure de la croûte, désormais plus légère, de remonter progressivement. Enfin, l'hydrothermalisme, enrichi en minéraux, circule à travers les nouvelles fractures, contribuant à la formation des filons et à la transformation des roches environnantes.

Ces mécanismes illustrent la transition dynamique entre la phase de construction montagneuse et la stabilisation post-orogénique du massif de **Nedroma**.

II- La couverture

La couverture sédimentaire de Nedroma, reposant en discordance sur le socle hercynien, témoigne d'une histoire géologique complexe depuis le Mésozoïque. Les travaux d'**Ameur (1999)**, **Guardia (1975)** et d'autres chercheurs ont révélé une succession stratigraphique complète, marquée par des environnements variés (marins à continentaux), des déformations alpines caractéristiques, et un magmatisme cénozoïque tardif. Cette couverture constitue ainsi une archive précieuse pour comprendre l'évolution géodynamique de la région, où se conjuguent et s'entremêlent les processus sédimentaires, tectoniques et magmatiques.

A. Stratigraphie

Les études stratigraphiques menées par **Ameur (1999)** et **Guardia (1975)** ont permis d'établir une succession complète depuis le Jurassique jusqu'au Cénozoïque, marquée par :

1. **Jurassique inférieur** (200–175 Ma) :
    - Calcaires à *Lithiotis* (faciès de plateforme carbonatée)
    - Épaisseur : 100–150 m (réduite à 50 m sur les hauts-fonds)
2. **Jurassique moyen** (175–160 Ma) :
    - Alternances marno-calcaires (milieu de bassin)
    - Contenu fossilifère riche (ammonites, bélemnites)
3. **Crétacé** (145–65 Ma) :
    - Grès à stratification entrecroisée
    - Conglomérats polygéniques à la base
4. **Cénozoïque** (<65 Ma) :
    - Séries continentales (argiles rouges, grès)
    - Niveaux volcanoclastiques interstratifiés

Elmi (1983) a particulièrement étudié les variations latérales de faciès, mettant en évidence des réductions d'épaisseur significatives au niveau des seuils structuraux.

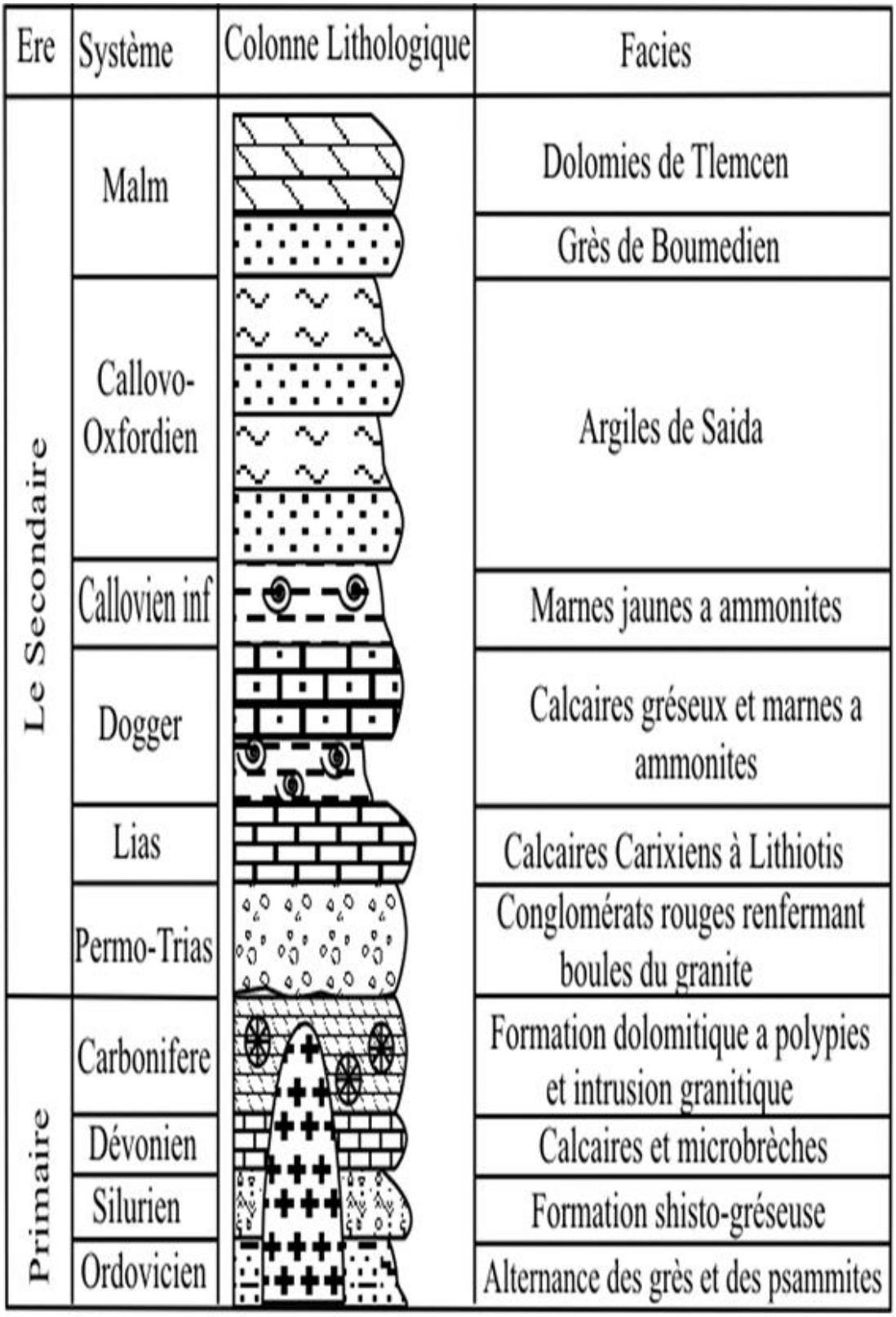


Fig. 6 : Colonne Lithostratigraphique du socle et couverture du massif de Nedroma (d'après Abdelhalim 1973, Guardia1975, et Ameur 1988)

B. Paléogéographie

L'évolution paléogéographique (**Ameur, 1999** ; **Tchenar, 2004**) montre trois phases principales :

1. **Jurassique moyen** :
   - Mer peu profonde avec dépôts carbonatés
   - Vaste extension régionale
2. **Crétacé supérieur** :
   - Milieux deltaïques et chenaux sableux
   - Influence croissante des mouvements tectoniques
3. **Cénozoïque** :
   - Environnements continentaux
   - Fort apport de sédiments détritiques

Cette évolution est marquée par une **émersion importante à la limite Jurassique–Crétacé**.

C. Tectonique

La couverture sédimentaire de Nedroma présente des déformations alpines bien exprimées, étudiées notamment par **Guardia (1975)** et **Benmahdi (2012)**. Les principales structures observées sont :

1. **Plis** :
   - Orientation générale NE–SW
   - Forme : ondulations allant d'ouvertes à serrées
   - Déversement systématique vers le nord-ouest
2. **Faille** :
   - Faille principale de Nedroma, avec un rejet d'environ 300 m
   - Réactivation d'anciens réseaux de fractures
   - Activité principale datée du Miocène
3. **Relations avec le socle** :
   - Atténuation progressive des déformations vers le sommet de la série
   - Contrôle structuro-génétique exercé par les structures hercyniennes sous-jacentes

Évolution structurale

- **Première phase** : formation des plis sous l'effet d'une compression
- **Deuxième phase** : mise en jeu des failles par cisaillement
- **Troisième phase** : période de stabilisation tectonique

Ces déformations modérées sont liées à la compression alpine, avec une influence nette de la structuration hercynienne du socle. Elles sont particulièrement bien visibles dans les affleurements de grès et de calcaires.

D. Magmatisme

La couverture sédimentaire contient des manifestations volcaniques tardives, représentées par des coulées basaltiques, des niveaux de tufs, ainsi que des filons subvolcaniques. Ces produits magmatiques, qui recoupent ou s'intercalent dans les formations post-paléozoïques, traduisent une activité volcanique post-orogénique en lien avec l'évolution géodynamique régionale.

La région de **Nedroma** constitue ainsi un exemple remarquable d'évolution géologique en **trois grandes étapes**. Tout d'abord, un socle ancien d'origine métamorphique et granitique s'est formé au cours de l'orogenèse hercynienne. Ensuite, des séries sédimentaires variées se sont déposées, allant des calcaires jurassiques aux grès du Crétacé. Enfin, des déformations alpines et un volcanisme tardif sont venus structurer l'ensemble.

Ces différentes phases, décrites par **Abdelhalim**, **Guardia** et **Ameur**, montrent comment le socle initial a influencé l'ensemble des processus géologiques ultérieurs, tant dans la dynamique sédimentaire que dans les déformations. Ce secteur offre ainsi un modèle géologique de référence pour comprendre les interactions entre socle et couverture dans l'**Oranie occidentale**.

III- Conclusion

La région de **Nedroma** illustre de manière exemplaire l'interaction entre **socle et couverture**. Le socle hercynien, formé il y a environ 300 millions d'années, a exercé un contrôle déterminant sur l'ensemble de l'évolution géologique ultérieure. Il a guidé les processus de **sédimentation** (calcaires, grès), influencé les **déformations alpines**, et canalise encore aujourd'hui certaines **circulations magmatiques**.

Cette relation étroite, mise en évidence par les travaux d'**Abdelhalim**, **Guardia** et **Ameur**, confère à la région de Nedroma un statut de **modèle géologique de référence** pour la compréhension de l'évolution de l'Oranie occidentale. Ce secteur constitue non seulement un intérêt scientifique et académique, mais présente également un potentiel économique en tant que zone riche en structures géologiques complexes.

Chapitre III: Présentation du granite de Nedroma

I- Forme, dimensions et structure interne

Le massif granitique de **Nédroma** présente une morphologie allongée orientée ENE–WSW, en cohérence avec les grandes structures tectoniques régionales. Cette disposition spatiale suggère une mise en place guidée par des fractures préexistantes au sein du socle métamorphique précambrien (gneiss, micaschistes, amphibolites).

L'analyse pétrographique met en évidence une architecture interne caractérisée par :

- Un faciès principal à texture grenue, de moyenne à grosse granulométrie
- Des variations locales présentant une structure porphyroïde
- Une foliation magmatique discrète marquée par l'orientation préférentielle des minéraux

La **texture porphyroïde**, localement observée, résulte de la croissance différentielle des cristaux de feldspath potassique dans une matrice quartzo-plagioclasique. *« Le granite de Nédroma montre une structure interne homogène dominée par un faciès à grain moyen, avec des variations texturales locales »* (**Abdelhalim, 1973**).

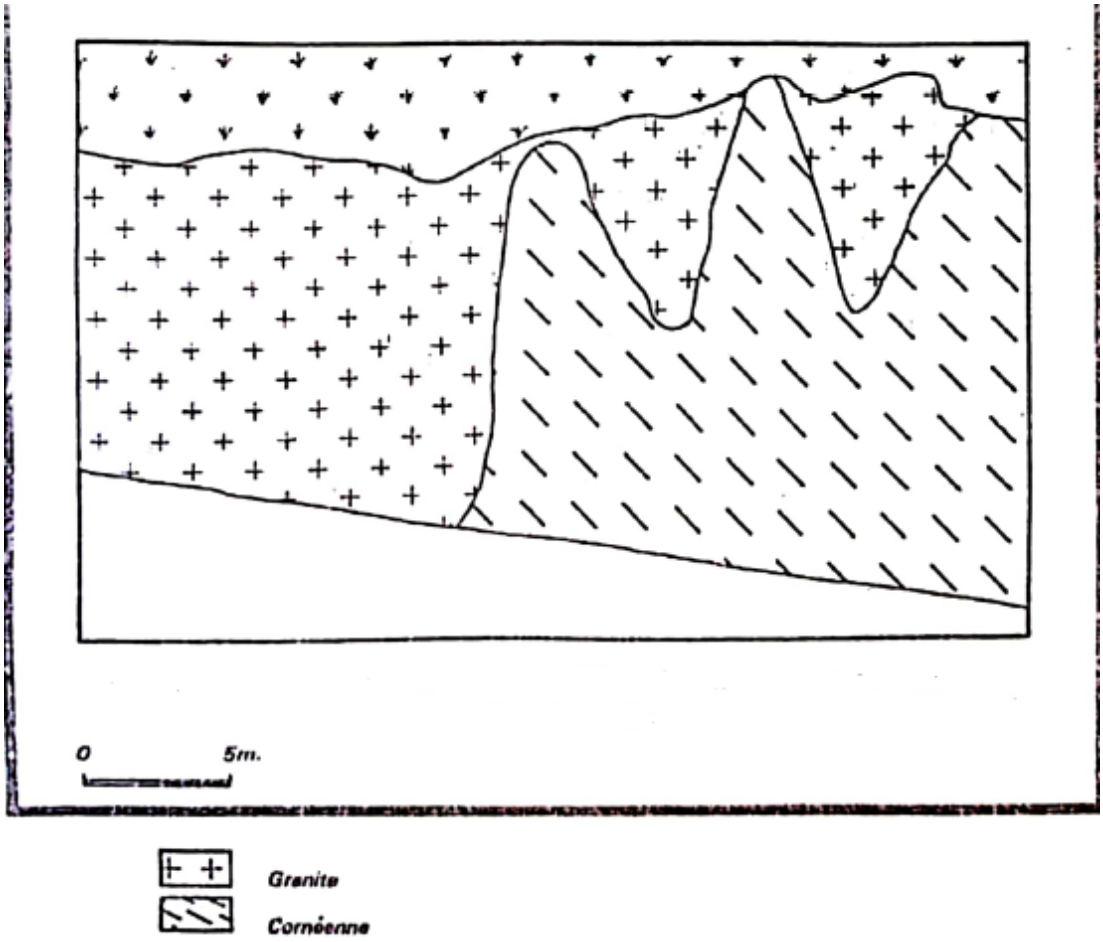


Fig. 7 : bordure n du massif : de gros blocs de conrnéene sont amballis dans le granite (D'aprés abdelhalim, 1973)

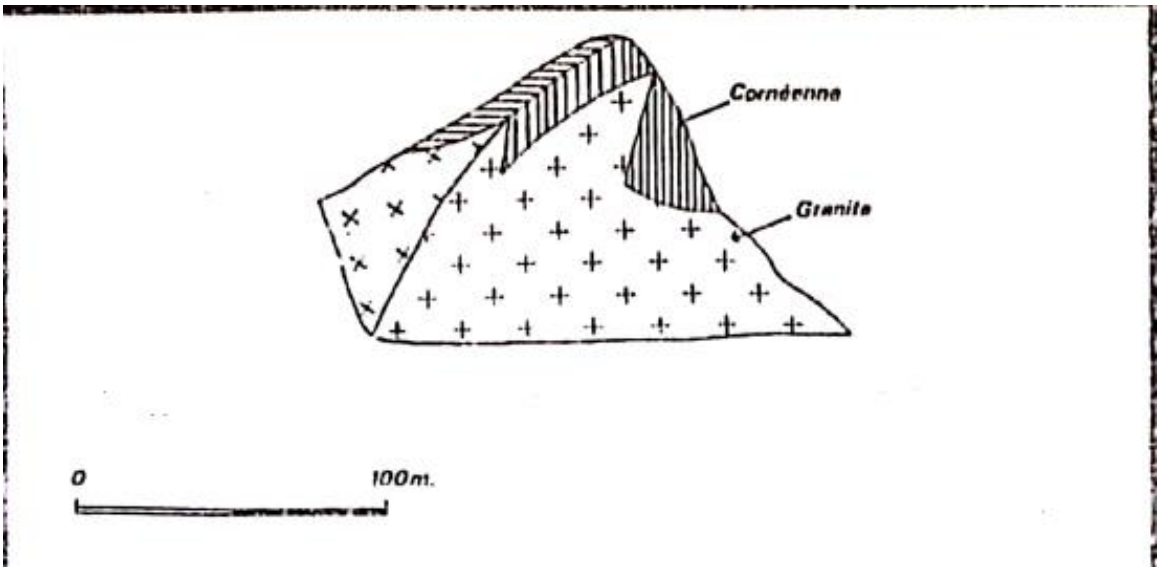


Fig. 8 : bordure e du massif : apophyses du granite et recoupage de l'ancaissant (D'aprés abdelhalim, 1973)

II. Relations de contact et interaction avec l'encaissant

L'intrusion du granite dans le socle métamorphique s'est effectuée de manière intrusive, comme l'indiquent les contacts nets, rectilignes ou ondulés, souvent recoupants. Le caractère tranchant des limites avec les roches encaissantes soutient l'hypothèse d'une mise en place tardive par rapport à la déformation régionale principale. Localement, les bordures du pluton présentent des signes de transformations métasomatiques, témoignant de la circulation de fluides magmatiques à l'interface.

La présence d'enclaves révèle des processus complexes d'interaction entre le magma et l'encaissant. On distingue :

1. Des fragments anguleux de roches encaissantes (gneiss, amphibolites), interprétés comme des témoins d'arrachage mécanique.
2. Des enclaves mafiques arrondies, probablement co-magmatiques.

« Le granite recoupe nettement les formations métamorphiques du socle, avec des contacts francs parfois marqués par des zones de métasomatose. Les enclaves observées témoignent d'interactions entre le magma et son environnement » (**Abdelhalim, 1973**).

III- Diversité des faciès et organisation interne

A. Faciès principal

Le granite de Nédroma appartient au type **péralumineux clair**, à **grain moyen à grossier**, composé principalement de :

- **Quartz** (25–30 %)
- **Feldspath potassique** (35–40 %)
- **Plagioclase** (20–25 %)
- **Biotite** (5–8 %)
- **Minéraux accessoires** : zircon, apatite

B. Faciès de bordure

- Texture à granulométrie plus fine
- Teneur en biotite plus élevée (10–15 %)
- Présence locale de déformations ductiles (foliation, mylonites)

C. Enclaves

La présence d'enclaves à l'intérieur du granite constitue un indicateur important de l'environnement de mise en place. Deux grands types sont identifiés : les enclaves métamorphiques, à contours irréguliers, issues de l'encaissant arraché ; et les enclaves mafiques, souvent arrondies, dont la nature co-magmatique suggère une interaction entre deux magmas de composition différente. Cette association met en évidence une hétérogénéité temporaire du système magmatique. « On distingue deux types d'enclaves : des fragments de roches métamorphiques (gneiss, amphibolites), et des enclaves sombres arrondies, à composition plus basique »

(Abdelhalim, 1973).

« Les enclaves mafiques sont interprétées comme étant d'origine co-magmatique ou dérivant d'un magma basique contemporain » ***(Abdelhalim, 1973).***

D. Cortège filonien

- **Aplites** à texture fine
- **Pegmatites** à texture très grossière, avec parfois des **poches miarolitiques**
- **Filons de quartz hydrothermaux**, postérieurs à la cristallisation principale

« Cette zonation verticale et horizontale, depuis le faciès principal jusqu'aux bordures différenciées et aux filons tardifs, traduit une différenciation magmatique progressive dans un contexte tectonique actif » (**Abdelhalim, 1973**).

E. Chronologie relative de mise en place

L'histoire évolutive du massif granitique de Nédroma peut être synthétisée en **cinq grandes phases successives** :

1. **Injection** du magma principal et **cristallisation** en profondeur.
2. **Développement des faciès marginaux** sous l'effet des contraintes tectoniques.
3. **Enclavement mécanique et thermique** des roches environnantes.
4. **Mise en place du réseau filonien tardif** (aplites, pegmatites, quartz).
5. **Circulation de fluides hydrothermaux**, responsables de phénomènes d'altération et de transformation minéralogique.

Chapitre IV: Pétrographie de pegmatites (étude macroscopique et microscopique)

I - Description de cortège filonien de la région de Nedroma

Le massif granitique de NEDROMA est accompagné d'un assez important cortège filonien. Celui-ci est constitué d'une part de granite à grain fin, d'autre part de pegmatites, d'aplites, de quartz.

1. Quartz:

Dans la région de Nedroma, plusieurs filons de quartz ont été observés, principalement le long des routes de **Fellaoucen**, **Stor** et **Douar El Hadjra** (commune de El Hamri, région de Aïn Kbira). Ces filons recoupent le granite encaissant, parfois très altéré, et se distinguent par leur teinte gris clair, leur texture homogène et leur dureté, contrastant nettement avec la matrice environnante.

- **Filon de Douar El Hadjra (Fig.11):** situé à la latitude 35°01'50.3"N et la longitude 1°42'41.0"W, à environ 520 m d'altitude, ce filon de quartz, présente une longueur visible de 1,40 m et une puissance moyenne de 8 cm. Il est orienté N10° avec un pendage de 45° vers le NW.

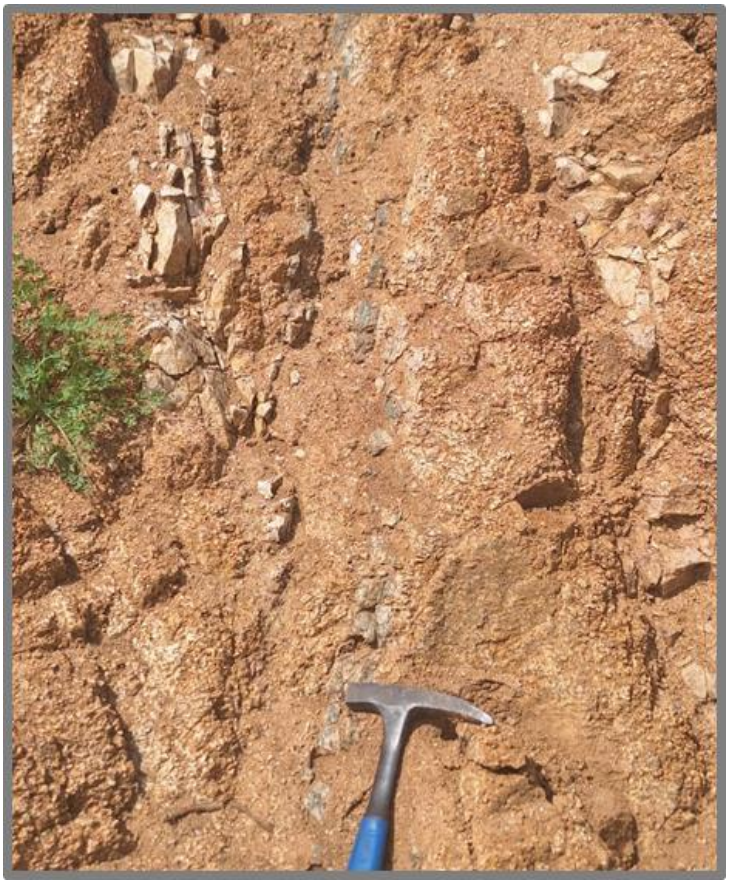


Fig. 11: Affleurement de filon quartz et filon de feldspath de douar el hadjra.

- **Filons de la route de Fellaoucen (Fig.12)** : 4 filons y ont été décrits autour de la latitude 35°00'31.66"N et longitude 1°44'20.66"W, entre 429 et 500 m d'altitude. Ils présentent des puissances comprises entre 3 et 7 cm, parfois jusqu'à 1–2 cm pour les plus étroits. Les directions varient de N150° à N168°, avec des pendages généralement compris entre 49° et 71°, dirigés vers le W, NW. L'un de ces filons, dépourvu de feldspath, témoigne d'une phase tardive d'injection quartzeuse.

- **Filon du chemin de wilaya n°38** : localisé à 473 m d'altitude (35°00'37.5"N ; 1°44'5.88"W), ce filon de quartz gris montre une puissance de 1 à 2 cm, une orientation N00° et un pendage de 65° vers le WSW.

- **Filon de Stor (Fig.13)** : à la latitude 35°01'31.36"N et la longitude 1°44'27.12"W, à 340 m d'altitude, des filons de quartz gris clair recoupent une arène granitique très altérée. Leur puissance varie entre 5 et 8 cm, avec une orientation N15° et un pendage de 63° vers le NW.



Fig .12: Filon de Quartz de fellaoucen



Fig .13: Filons de quartz de stor.

D'un point de vue structural, les filons de quartz observés présentent des caractéristiques communes :

- **Orientations :** la majorité des filons s'alignent sur des directions proches de N–S à NNW–SSE (N00° à N18° et N150° à N168°), avec quelques variations locales (N10°, N15°). Ces directions indiquent probablement un contrôle tectonique par des fractures régionales orientées globalement N–S.
- **Pendages :** ils sont généralement forts à modérés (45° à 71°), inclinés vers le NW, W ou ENE, ce qui suggère des fractures ouvertes et relativement régulières dans le granite encaissant.
- **Épaisseur :** les filons restent de faible puissance (1 à 8 cm, localement 1,40 m de long)

Echantillans de quartz :

- Échantillon de quartz de Fellaoucen (Fig. 14), prélevé à proximité des aplites, montre une patine blanchâtre à grisâtre, attribuée à la fois au quartz et à des feldspaths altérés. L'éclat vitreux, la dureté (> 6, 5) et la présence de cristaux à morphologie trigonale caractéristique confirment la dominance du quartz bien cristallisé.

- **Échantillon de quartz gris de douar el hadjra (Fig. 15),** issu d'un filon recoupant une arène granitique, présente une patine grisâtre et une faible densité, traduisant à la fois l'altération avancée du granite encaissant et la relative pureté du quartz constitutif.



Fig 14: Quartz de Fellaoucen



Fig 15: Quartz de douar el hadjra

2. Aplite:

Plusieurs filons d'aplite ont été observés dans la région de Nedroma, notamment le long des routes de **Douar El Hadjra**, **Fellaoucen** et dans la localité de **Stor**. Ces filons, intrusifs dans le granite encaissant ou ses arènes altérées, se caractérisent par leur teinte blanchâtre à brunâtre, leur texture relativement homogène et leur richesse en **feldspaths** et **quartz**.

- **Filon de Douar El Hadjra (Fig. 16)** : situé à 520 m d'altitude (35°01'50.3"N ; 1°42'41.0"W), ce filon atteint une longueur apparente de 1,83 m pour une puissance de 30 cm. Il est orienté N20° avec un pendage de 38° vers le NW. Constitué majoritairement de feldspaths altérés, il montre une teinte blanchâtre à brun clair et une texture friable. L'altération avancée masque partiellement sa structure, bien que des reliques cristallines demeurent visibles. Ce filon pourrait correspondre à une **injection pegmatitique altérée par des fluides hydrothermaux**.

- **Filon de Fellaoucen (Fig. 17)** : observé à 429 m d'altitude (35°00'31.66"N ; 1°44'20.66"W), il présente une puissance comprise entre 4 et 10 cm. Orienté N10°, il plonge à 42° vers le NW. Sa composition est dominée par le **feldspath** et le **quartz**, traduisant une nature aplitique

- **Filon de Stor**: localisé à 340 m d'altitude (35°01'31.36"N ; 1°44'27.12"W), il se distingue par une **aplité brunâtre**, massive et relativement bien préservée

- Filon de fellaoucen (Fig. 18): Un échantillon représentatif a été prélevé dans un filon d'aplite leucocrate à grain fin. Roche magmatique, de texture microgrenue, présente une teinte brunâtre et affleure avec des plans de fracture parallèles. Le filon, d'une puissance comprise entre 4 et 10 cm, présente une direction N135° et un pendage de 56° vers l'ouest. L'affleurement est situé à une altitude comprise entre 440 et 471 m, aux coordonnées 35°00'31.66"N et 1°44'20.66"W.



Fig .17: Filon d'Aplite



Fig. 18: Filon d'Aplite a grain fin.

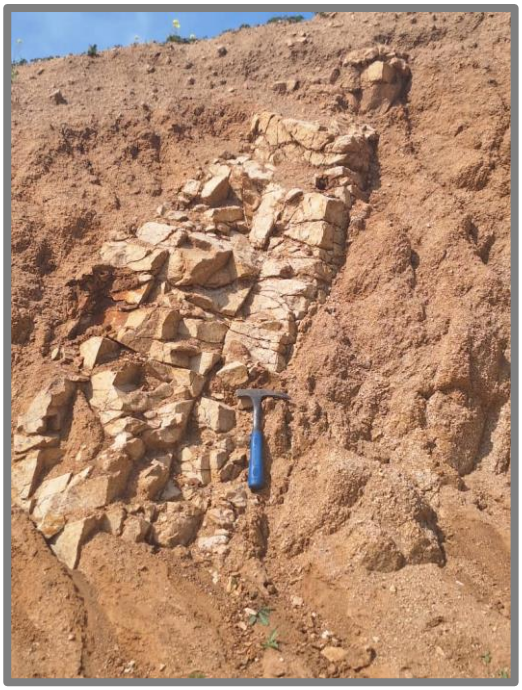


Fig. 16: Filon d'Aplite de douar el hadira

Echantillans d'Aplite:

L'échantillon étudié (Fig. 19, Fig. 20) se caractérise par une patine brunâtre à beige, ponctuée de figures dendritiques noires interprétées comme des dendrites de manganèse. La cassure fraîche est blanchâtre et parcourue de fractures remplies de tourmaline noire, comme le confirme l'analyse en lame mince. La densité varie de faible à moyenne et la dureté dépasse 6,5

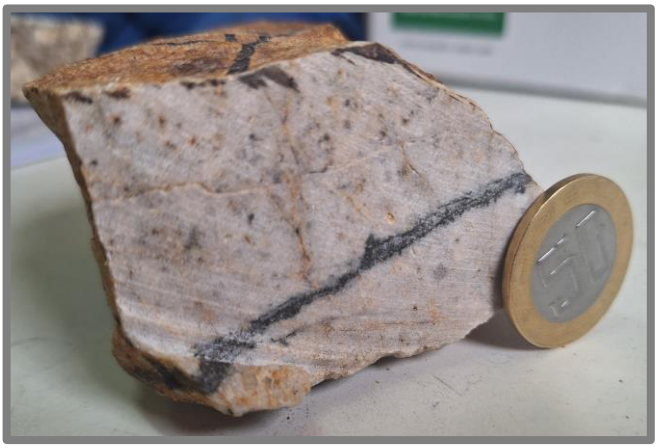


Fig. 19 : Aplite de nedroma avec filonet de tourmaline

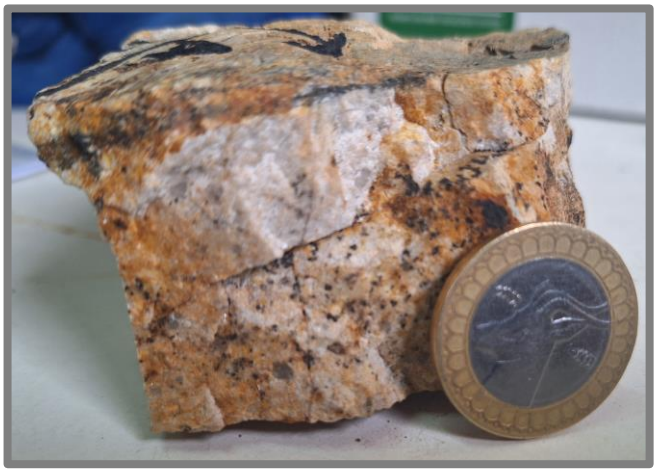


Fig. 20 : Traces de dendrites de manganese dans un aplite

Conclusion :

Ces caractéristiques pétrographiques macroscopique confirment et complètent les observations de terrain réalisées sur les filons d'aplite de Nedroma. Ces derniers, généralement orientés N10°–N20° avec des pendages modérés vers le NW, présentent des puissances modestes (4 à 30 cm) et se composent principalement de feldspaths et de quartz. L'occurrence de minéraux accessoires tels que la tourmaline et les dendrites de manganèse, associés à l'altération des feldspaths, indique que ces aplites correspondent à des injections magmatiques tardives ayant subi localement l'influence de circulations hydrothermales post-magmatique.

3. Éléments granitiques:

Plusieurs occurrences de granite ont été reconnues dans la région de Nedroma, témoignant de la variabilité des faciès et de leur interaction avec les structures tectoniques locales.

- À **El Hamri (commune de Ain Kebira) (Fig. 21)**, un **Élément granitique** à **grain grosseier** affleure à **500 m d'altitude** (35°02'06.4"N ; 1°42'08.4"W). Cet élément, de puissance d'environ 50 cm, se distingue par sa texture homogène et compacte, traduisant un faciès de bordure.
- Dans le secteur de **Fellaoucen**, un **filon centimétrique de granite altéré** a été observé à **498 m d'altitude** (35°00'50.82"N ; 1°44'9.16"W). D'orientation **N95°**, avec un **pendage sub-vertical vers l'ouest**, il présente une puissance de 7 à 8 cm. L'altération affecte particulièrement les **feldspaths**, donnant à la roche une **teinte claire et une texture meuble**. Ce filon pourrait correspondre soit à une **lentille granitique résiduelle** encaissée dans l'arène, soit à un **relai de fluides enrichis en silice**.
- Enfin, dans la localité de **Stor** (35°01'31.36"N ; 1°44'27.12"W, 340 m d'altitude), un **élément granitique à grain grossier** (Fig. 22) affleure. Il est interprété comme une **masse différenciée** ou un **vestige de concentration minéralogique** au sein du granite encaissant. Son **pendage vertical (90°)** suggère une **contrainte tectonique locale marquée**, probablement en lien avec des réseaux de fractures.



Fig. 21: Élément granitique de Ain kbira



Fig. 22: Élément granitique de stor

Echantillan de Granite:

Ce granite présente une **texture grenue à gros grains**, avec une couleur **blanchâtre à grisâtre à la cassure** et une **patine hétérogène**. La composition est dominée par le **quartz grisâtre** et les **feldspaths blancs**, associés à des **micas sombres (biotite)** et des **micas blancs argentés**. La granulométrie est **millimétrique à centimétrique**, visible à l'œil nu. La densité est moyenne, et la dureté, supérieure à **6,5**, permet de rayer l'acier.



Fig. 23: Echantillan representatif de Granite d'Ain kbira

Conclusion :

Les observations de terrain et les caractéristiques pétrographiques macroscopiques permettent de rattacher ces différents faciès à des **variantes du granite encaissant de Nedroma**, affecté par des processus **tectoniques et hydrothermaux**. Les nodules de bordure, les filons altérés et les éléments grossiers apparaissent ainsi comme les témoins d'une **évolution magmatique différenciée**, localement modifiée par l'altération et les circulations fluides.

4. Pegmatites:

Plusieurs filons pegmatitiques ont été identifiés dans la région de Nedroma, témoignant d'une différenciation magmatique tardive et d'injections dans un granite encaissant déjà altéré.

- À proximité du **filon d'aplite de Fellaoucen**, deux affleurements remarquables ont été relevés. Le premier (35°00'44.76"N ; 1°44'6.94"W, 481 m d'altitude) correspond à un **filon pegmatitique massif**, de **puissance comprise entre 50 et 65 cm**, orienté **N162° avec un pendage de 49° vers l'est** (Fig. 24). Il est constitué de **quartz et feldspath à grain grossier**, traduisant une cristallisation lente.
- Le second (fig. 25), situé à **498 m d'altitude** (35°00'46.66"N ; 1°44'7.72"W), correspond à un **filon pegmatitique altéré**, encaissé dans un granite fortement altéré. Orienté **N120° avec un pendage de 80° vers le sud-ouest**, il présente une puissance d'environ 50 cm. L'analyse en lame mince a confirmé la nature pegmatitique de la roche, initialement supposée être du quartz massif. La structure pourrait correspondre soit à une **injection de fluides quartzeux dans un encaissant déjà altéré**, soit à une **cristallisation tardive à partir d'un fluide pegmatitique résiduel**.
- Un autre **filon pegmatitique** a été observé le long de la **route de Fellaoucen** (429 m d'altitude). Il s'agit d'un **nodule pegmatitique (fig. 27)** de puissance **10 à 15 cm**, orienté **W40°** avec un pendage **sub-horizontal**. La composition est dominée par le **feldspath, le quartz, l'orthose et le plagioclase**, avec des cristaux atteignant **plus de 10 cm**. La roche présente des **taches noires et rouges**, probablement dues à des minéraux accessoires (oxydes de fer, phases altérées). Deux échantillons ont été prélevés : l'un dans le **feldspath altéré**, l'autre dans une zone **enrichie en quartz**.

Relations chronologiques et contextuelles

La figure 26 illustre clairement la **relation entre pegmatite et quartz** : un **filon de quartz blanc** recoupe directement la **pegmatite granitique**, indiquant une **genèse plus tardive du quartz**. Cette observation suggère une précipitation de quartz à partir de **fluides résiduels riches en silice**, d'origine probablement **pneumatolytique ou hydrothermale**, qui ont exploité les fractures recoupant les pegmatites.

Un phénomène analogue est observé dans la région de **Satour**, où du **quartz gris (Fig. 13)** est associé à des **nodules granitiques (Fig. 22)**, confirmant une **relation génétique étroite entre granite, pegmatites et filons quartzeux**.



Fig. 24: Filon pegmatitique



Fig. 25: Filon de pegmatite



Fig. 26: Intersection de Filon de pegmatite avec des filons de quartz

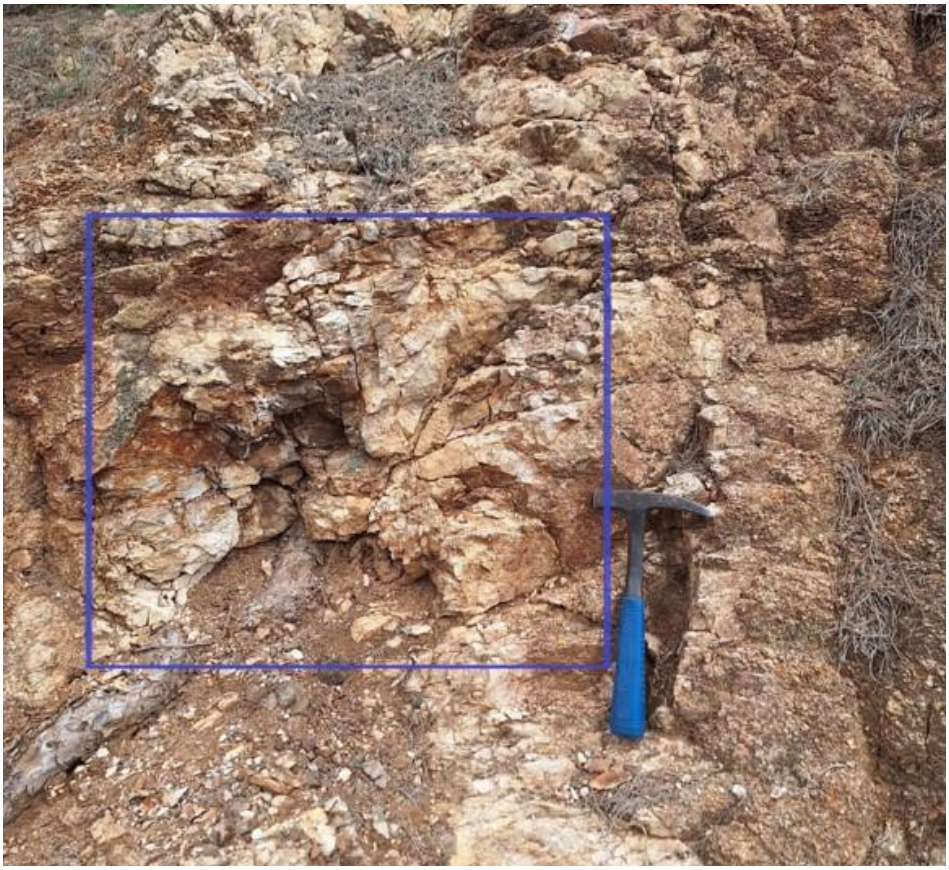


Fig. 27: Nodule Pegmatitique

Echantillans de Pegmatites:

Deux échantillons représentatifs de pegmatite ont été étudiés afin de compléter les observations de terrain :

- **Échantillon de pegmatite granitique (Fig. 28)** : il présente une **patine brunâtre** parsemée de minéraux de teintes variées, avec des **grains beiges de feldspath** et des **grains noirs de biotite**. La **cassure grise** reflète une forte proportion de **quartz**. La **granulométrie millimétrique à centimétrique** souligne une **texture grenue bien développée**. Cet échantillon possède une **dureté élevée (> 6,5, il raye l'acier)** et une **densité moyenne à élevée**, en cohérence avec une composition dominée par des minéraux silicatés résistants.
- **Échantillon de pegmatite (Fig. 29)** : sa **patine brunâtre à nuances beiges** révèle un aspect légèrement altéré, à **éclat vitreux**. La composition est dominée par des **minéraux blancs (quartz ± feldspaths)**, enrichis en **inclusions noires centimétriques de tourmaline**. La **texture pegmatitique grossière** se traduit par des cristaux généralement **supérieurs à 1 cm**, atteignant localement **2 cm** pour les phénocristaux de tourmaline. La **structure massive, non orientée**, ainsi que la **dureté élevée (> 6,5)** et la **densité moyenne**, confirment une nature pegmatitique typique, résultant d'une cristallisation lente.



Fig. 28 : Pegmatite granitique



Fig. 29 : Pegmatite

Interprétation et mise en relation avec les affleurements

Les pegmatites de Nedroma sont dominées par le **quartz, le feldspath et la biotite**, avec des phases accessoires comme la **tourmaline** et des oxydes. La granulométrie grossière et l'association minéralogique traduisent une **cristallisation tardive, lente et localisée**, à partir de fluides résiduels enrichis en silice et éléments volatils.

Conclusion :

La cohérence entre les affleurements (filons massifs de puissance 10–65 cm, orientés N120° à N162° ou sub-horizontaux, souvent altérés) et les échantillons étudiés (textures grossières, dureté élevée, présence de tourmaline) permet de rattacher l'ensemble à une **phase pegmatitique tardive de différenciation magmatique**. Les observations structurales, notamment les recoupements avec des filons de quartz, confirment une **chronologie intrusive où les pegmatites précèdent les injections quartzeuses post-magmatique**.

II - Description microscopiques

Pegmatites : Dans le massif granitique, les pegmatites présentes deux paragenèses légèrement différentes.

La première est à quartz assez abondant et xénomorphe, associe à du feldspath plagioclase, et de la biotite en filaments altérés, remplacée par de la muscovite qui reste assez rare.

La seconde paragenèse est plus pauvre en quartz alors que le plagioclase persiste en association avec le microcline en grands cristaux subautomorphes perthitiques, et, la muscovite.

L'Aplite :

Au microscope, on peut voir le quartz en fins cristaux xénomorphes représentant le dernier stade de la cristallisation de la roche.

Le feldspath potassique est également xénomorphe, présentant de grands cristaux perthitiques et d'autres plus petits qui le sont moin. Il est souvent altéré en séricites et de taille plus importante que le plagioclase.

Le plagioclase est, toujours altéré et maclé polysynthétiquement. On observe deux générations ; des cristaux petits et automorphes très altérés, et de grands cristaux

automorphes parfois xénomorphes, plus sains que les précédents et contenant parfois des inclusions de quartz.

La muscovits est peu abondante

Les aplites sont toujours accompagnées de tourmaline en filonnets verts ou noirs plus au moins bien cristallisés

.

B. Description des minéraux :

1. Biotite

- En lumière naturelle (LN), la biotite se présente avec une couleur brun à brun-rouge, pouvant parfois tirer vers le vert foncé. Elle affiche un relief moyen à fort, ce qui la rend bien visible au microscope. Son clivage parfait selon {001} est souvent net, se manifestant sous forme de fins feuillets parallèles.

La forme des cristaux est généralement allongée ou en paillettes empilées, parfois subautomorphe.

- En lumière polarisée analysée (LPA) la biréfringenc de la biotite est masquée par la couleur brune du minéral. Elle présente une extinction droite, sans particularité notable. Son pléochroïsme est très marqué, passant du brun clair au brun foncé selon l'orientation. Aucune macle n'est observée. Elle peut contenir de nombreuses inclusions opaques, des inclusions de zircon. Localisées en amas ou en chapelet, visibles aussi bien en LN qu'en LP.



Fig. 30: Biotite deformé.

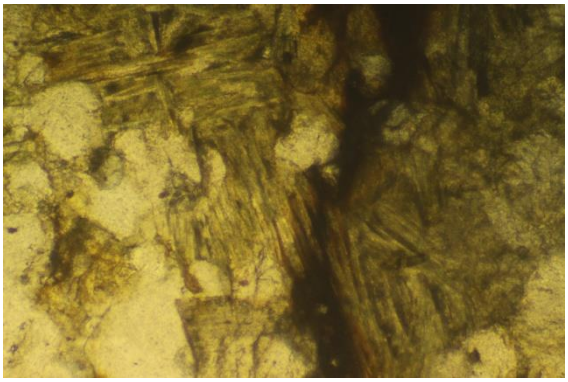


Fig. 31 : Amas de Biotite (E1) LN x5

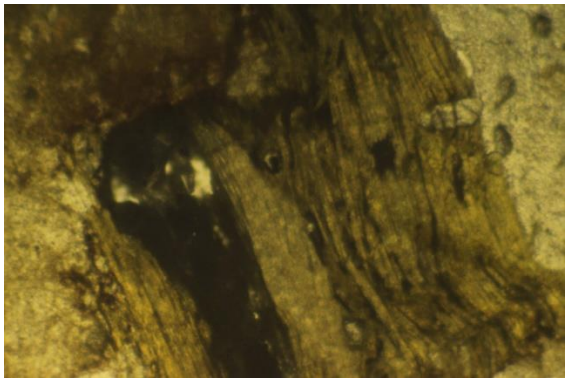


Fig. 32: Biotite (E1) LNx10

2. Muscovite

- En lumière naturelle (LN), la muscovite est incolore à très légèrement grisâtre, avec un relief moyen. Son clivage très bon selon {001} est clairement visible, donnant naissance à des lamelles fines ou des paillettes flexibles. Elle se présente généralement sous forme de feuillets plats et allongés, parfois courbés.

- En lumière polarisée (LP) elle affiche des couleurs d'interférence très vives, souvent roses, bleues ou vertes, caractéristiques du 2^{e} à 3^{e} ordre de biréfringence. Son extinction est droite, et elle ne montre aucun pléochroïsme significatif. Elle ne présente pas de macle, et ses inclusions

sont rares ; on peut parfois y distinguer de très fines bulles ou micro-minéraux dispersés. Sa transparence combinée à son éclat nacré ou perlé la rend facile à identifier.

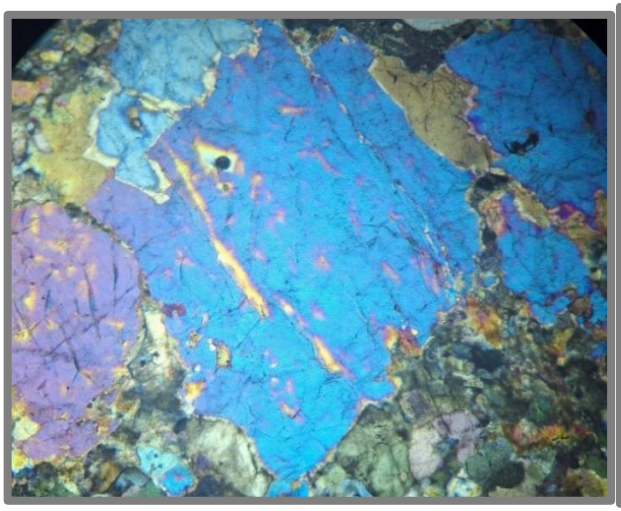


Fig. 33: Muscovite (E3) LP x5

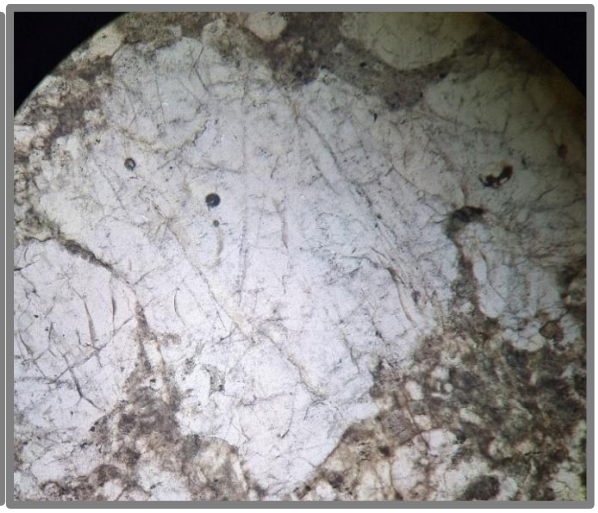


Fig. 34: Muscovite (E3) LN x5

3. Quartz

- En lumière naturelle (LN), le quartz est incolore, sans pléochroïsme, et avec un relief très faible. Il ne présente aucun clivage, mais une cassure conchoïdale typique. Sa forme est souvent xénomorphe, occupant les interstices entre d'autres minéraux ou se présentant en grains irréguliers.

- En lumière polarisée (LP), il se caractérise par des couleurs d'interférence très faibles, grises à blanches, typiques du 1er ordre de biréfringence. Il présente une extinction ondulante, signe de contraintes internes ou de déformations. Il contient souvent des inclusions fluides, des bulles ou des microfissures qui peuvent être utiles pour des études pétrologiques ou géochimiques.

On voit le quartz se développer, à partir d'une texture micropegmatitique, pour donner de grands cristaux cunéiformes en association graphique avec le feldspath en gros éléments fortement perthitiques.



Fig. 35: association graphique feldspath perthitique et quartz LPA X5

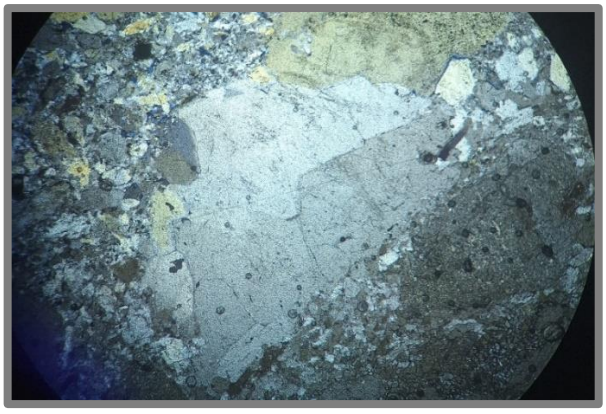


Fig. 36: Quartz (E1) LP x5



Fig. 37: Quartz (E1) LN x5

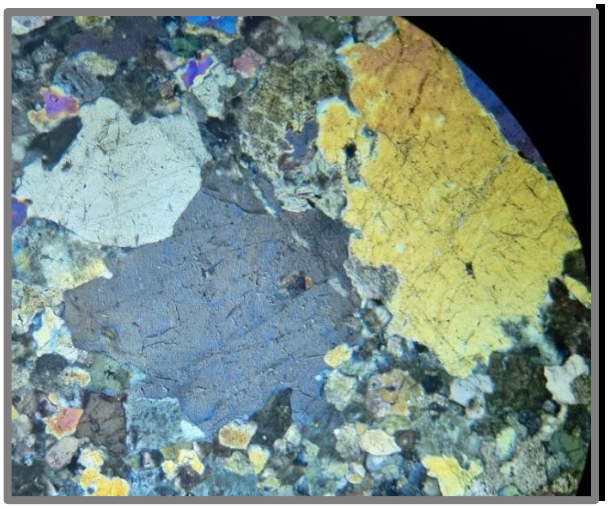


Fig. 38: Quartz avec Biotite (E3) LP x5

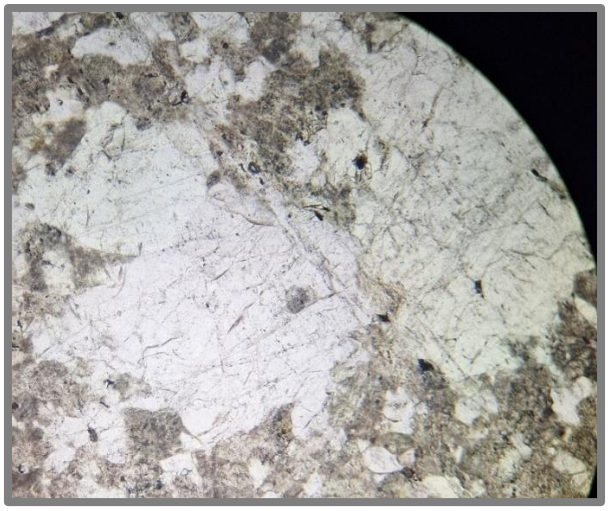


Fig. 39: Quartz avec Biotite (E3) LN x5

4. Feldspaths plagioclases

En lumière naturelle (LN), le feldspath est généralement incolore à légèrement blanc-crème avec un aspect trouble dû à l'altération. Son relief est faible à moyen. Il présente deux clivages nets qui se croisent à angle droit ou proche, bien que parfois peu visibles. Il apparaît sous forme de cristaux tabulaires ou prismatiques, souvent automorphes à subautomorphes, et peut également se manifester en plages xénomorphe. On note des inclusions de quartz et de plagioclase. .

En lumière polarisée (LP), le feldspath plagioclase montre des couleurs d'interférence faibles à modérées, dans des tons de gris ou blanc, typiques du 1er ordre de biréfringence. L'extinction est droite ou très légèrement oblique selon la section du cristal observée. Il ne montre aucun pléochroïsme. Sa caractéristique principale réside dans ses macles polysynthétiques (en lames parallèles), typiques de la macle d'albite, parfois associées à la macle de Carlsbad. Le plagioclase peut également présenter des zonations de croissance ou des altérations notamment en séricite ou épidote, visibles sous forme de nuages internes.

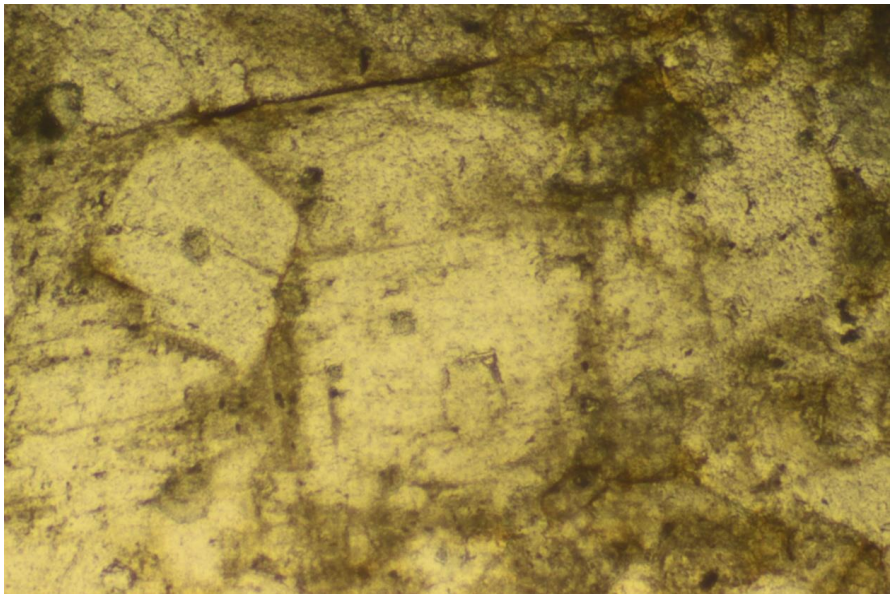


Fig. 40 : Inclusion de quartz et de plagioclase dans un grand cristal de plagioclase altéré en séricite LN x10

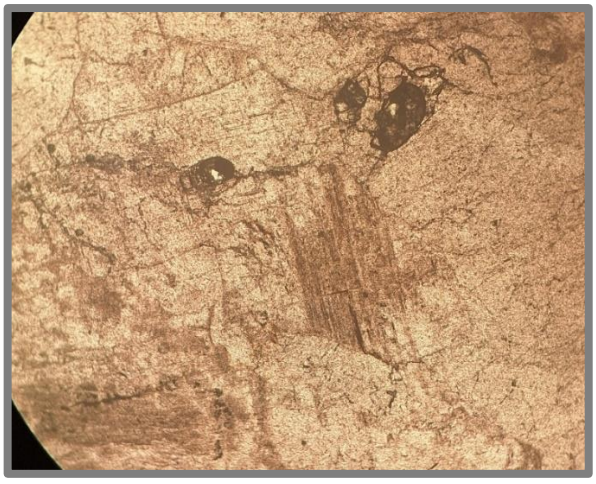


Fig. 41: plagioclase (E2) LN x5

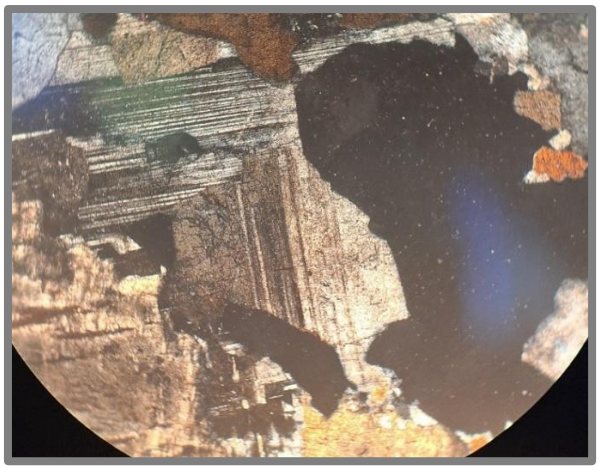


Fig. 42: plagioclase (E2) LP x5

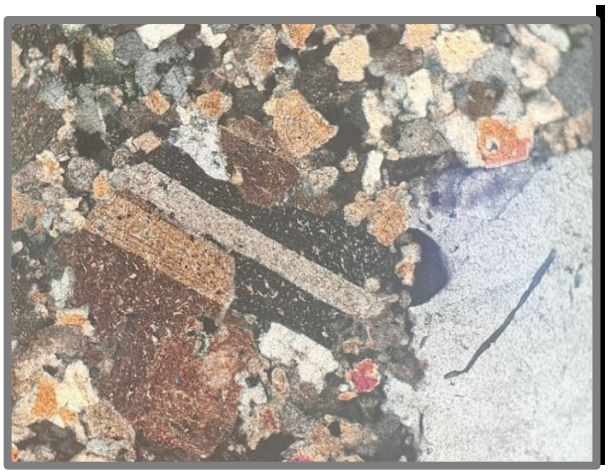


Fig. 43: Plagioclase séricitisé LP x5

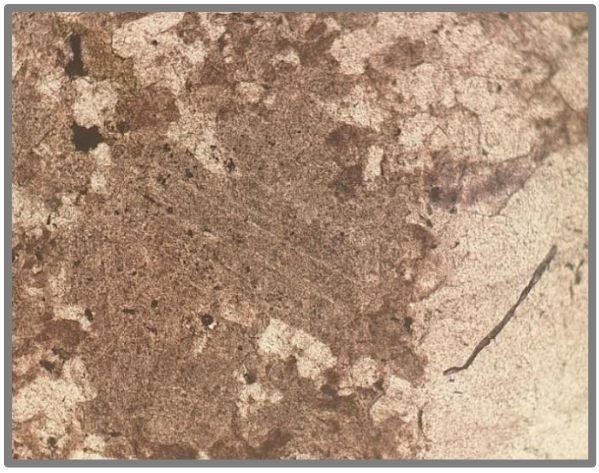


Fig. 44: plagioclase séricitisé LN x5

5. Feldspaths alcalin

En lumière naturelle (LN) les feldspaths alcalins très fréquents en plage poecilitiques présentant un aspect trouble due à l'atération en séricite ; par ailleur ils englobent des inclusions de goutellettes de quartz en forme de pointe de flèche

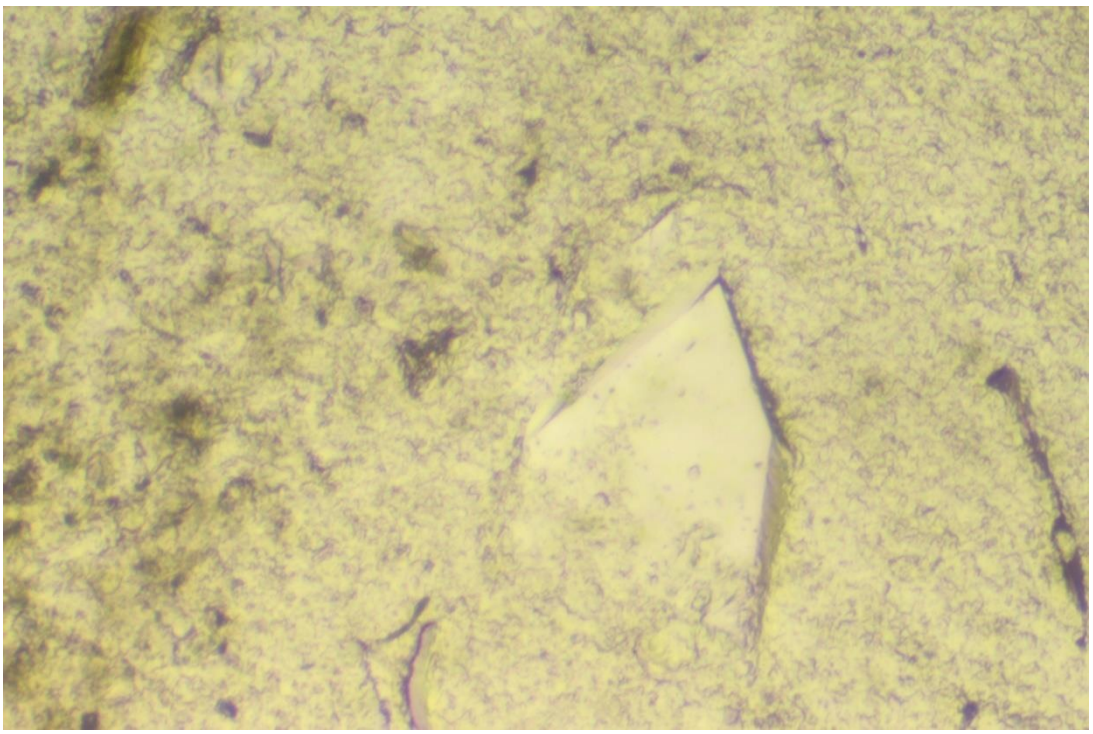


Fig. 45: Inclusion de qurtz en forme de flèche LN X20

En lumière polarisée (LPA) : les feldspaths alcalins présents des couleurs d'interférence grises à blanches, typiques d'un 1er ordre de biréfringence. On note la présence des inclusions de plagioclases automorphe ainsi que des inclusions d'apatite ; il faut savoir que vue le degré de séicitisation ; c'est délicats de déterminer le type de feldspah alcalin.

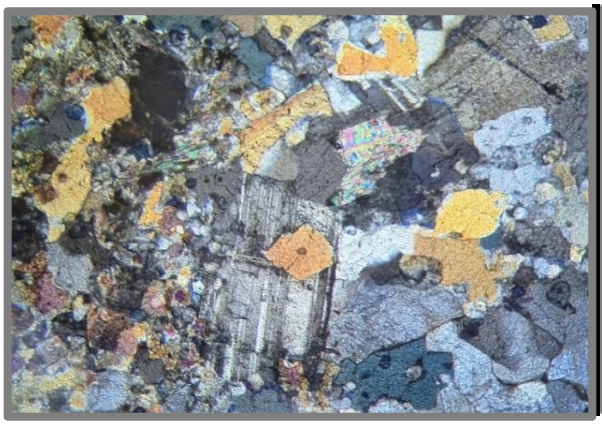


Fig. 46: Plagioclase et Quartz (LP x5

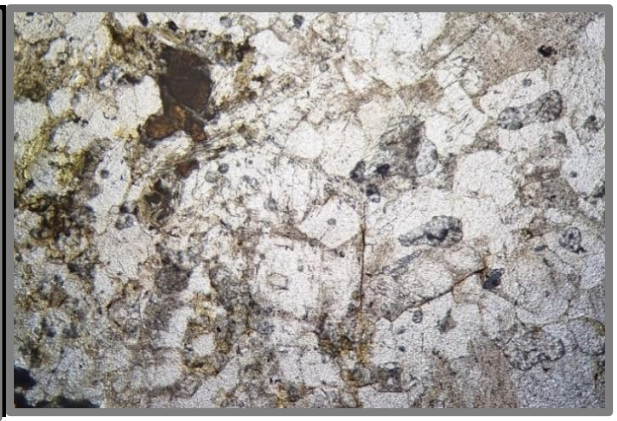


Fig. 47: Plagioclase et Quartz LN x5

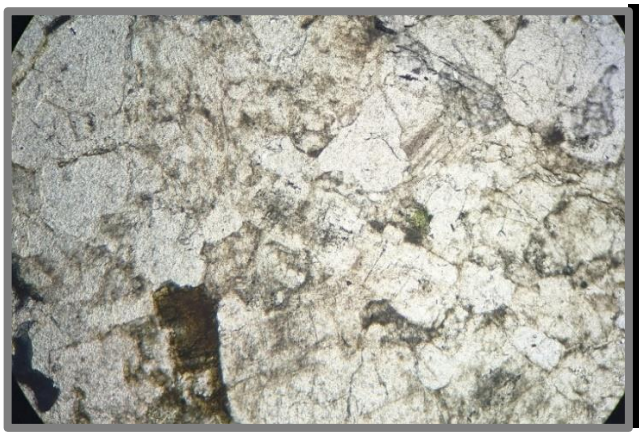


Fig. 48: Plageoclase et Quartz (E2) LN x5

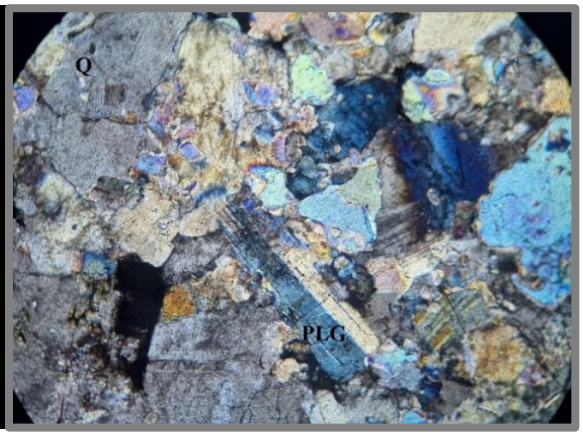


Fig. 49: Plageoclase et Quartz (E2) LP x5

6 . Tourmaline

En lumière naturelle (LN), la tourmaline est généralement colorée, avec des teintes variant du brun au vert, parfois bleuâtres, selon la composition chimique. Son relief est fort, ce qui la rend facilement reconnaissable au microscope. Elle ne présente aucun clivage, mais une cassure conchoïdale ou irrégulière peut être observée. Les cristaux apparaissent souvent sous forme prismatique allongée, parfois automorphes, avec des terminaisons émoussées ou

arrondies. Des zonations de couleur sont parfois visibles, traduisant des variations de composition au cours de la croissance.

En lumière polarisée (LP), la tourmaline montre des couleurs d'interférence généralement faibles, dans les tons gris à brun-jaune, correspondant à un 1er ordre de biréfringence. Elle présente une extinction droite. Le pléochroïsme est très marqué : selon l'orientation, la couleur peut passer du vert clair au vert foncé, ou du brun clair au brun noir. Aucune macle n'est observée. Elle est souvent homogène, mais peut occasionnellement contenir des bulles ou micro-inclusions piégées dans les zones de croissance.

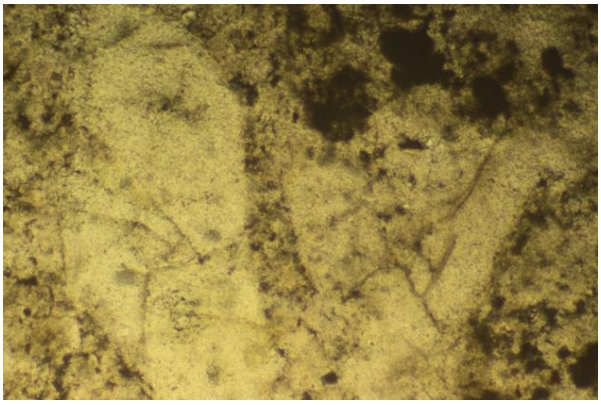


Fig. 50: Tourmaline (E2) LP x5

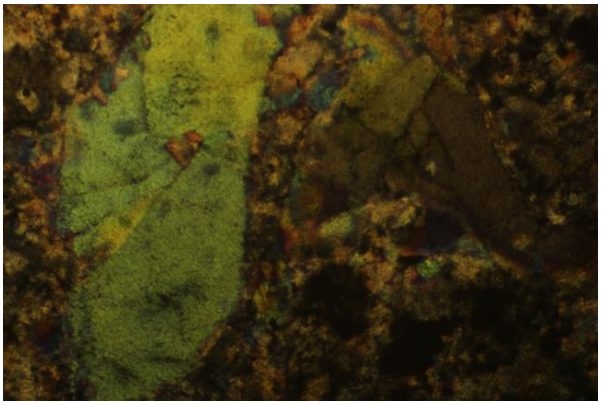


Fig. 51: Tourmaline (E2) LN x5

7. Inclusion opaque

En lumière naturelle (LN), ces inclusions sont opaques, de couleur noire, sans transmission de lumière. Leur relief est très fort, ce qui les rend saillantes dans le champ visuel. Elles ne présentent aucun clivage visible. Leur forme est souvent automorphe à granuleuse, et elles apparaissent fréquemment en inclusion dans la biotite ou la muscovite.

En lumière polarisée (LP), elles restent opaques (noires) et ne montrent aucune teinte, ni biréfringence.

Elles sont donc en extinction permanente. Il n'y a pas de pléochroïsme observable, ni de macle. L'ordre de biréfringence n'est pas applicable, car la lumière ne les traverse pas. On les

reconnaît souvent par leur répartition dans les minéraux silicatés, leur forme régulière, et parfois, en lumière réfléchie, par un reflet métallique (non visible en lumière transmise).



Fig. 52: Inclusion opaque LN x5



Fig. 53: Inclusion opaque LPA x5

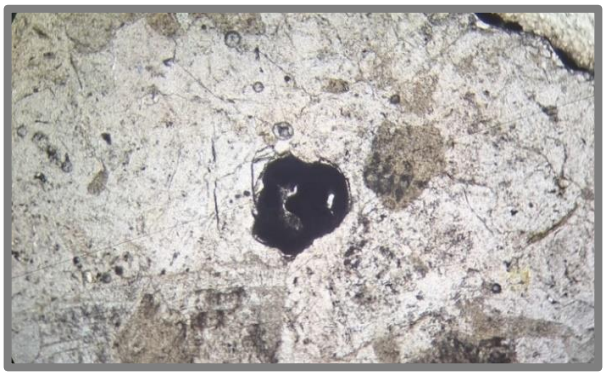


Fig. 54: Inclusion opaque LN x5

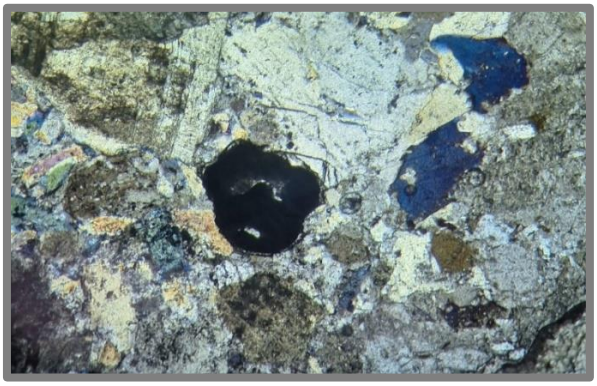


Fig. 55: Inclusion opaque LPA x5

Conclusion :

L'étude pétrographique d'échantillons représentatifs prélevés dans ces filons, la cohérence entre les observations de terrain (géométrie des filons) et les caractéristiques pétrographiques des échantillons permet de rattacher l'ensemble de ce cortège filonien à une même phase tardive d'injections quartzeuses, témoignant de la fracturation post-magmatique affectant le granite de Nedroma.

Chapitre V: Classification de pegmatite

I- Classification des pegmatites

I.a. Classes de pegmatites (Černý et Ercit, 2005)

Cette classification repose principalement sur les conditions géologiques d'emplacement, la minéralogie dominante, et le potentiel économique. Elle distingue cinq grandes classes :

I.a.1. Pegmatites abyssales

Les pegmatites abyssales se forment à grande profondeur sous des conditions de haute pression et température, typiquement dans des terrains métamorphiques de faciès granulite. Elles résultent généralement de la fusion partielle de la croûte inférieure continentale. Peu différenciées chimiquement, elles présentent une minéralogie relativement simple dominée par le quartz et les feldspaths (surtout le plagioclase), auxquels peuvent s'ajouter des minéraux métamorphiques comme le grenat, le disthène ou la staurotide. On y observe parfois des traces d'oxydes d'uranium et de thorium, mais ces corps sont généralement pauvres en éléments incompatibles (Li, Be, Nb, Ta). Leur structure est souvent conforme à celle des roches encaissantes, et leur potentiel économique reste faible, bien qu'elles soient importantes pour la compréhension des processus crustaux profonds.

I.a.2. Pegmatites à muscovite

Les pegmatites à muscovite se développent dans des environnements métamorphiques, souvent dans des contextes de haute pression liés à l'anatexie – la fusion partielle des roches métamorphiques. Elles sont généralement conformables aux structures tectoniques des roches hôtes et montrent une différenciation chimique limitée. Leur minéralogie est dominée par le quartz, les feldspaths (orthose et albite) et la muscovite, un mica blanc très abondant. Historiquement, ces pegmatites ont été largement exploitées pour la muscovite, utilisée industriellement comme isolant thermique et électrique, ainsi que pour les feldspaths céramiques. Leur composition stable et leur structure relativement homogène reflètent un stade peu avancé de différenciation magmatique.

I.a.3. Pegmatites à muscovite – éléments rares

Cette classe de pegmatites représente une transition entre les pegmatites à muscovite classiques et celles à éléments rares. Elles conservent une quantité significative de muscovite, mais montrent également une plus grande diversité minéralogique, marquant une différenciation chimique plus poussée. On y retrouve des minéraux porteurs d'éléments incompatibles tels que le béryllium (beryl), le niobium (columbite), le tantale (tantalite) et parfois l'étain. Contrairement aux pegmatites plus primitives, leur structure peut être discordante par rapport aux roches encaissantes, indiquant une intrusion plus tardive à partir d'un magma déjà différencié.

I.a.4. Pegmatites miarolitiques

Les pegmatites miarolitiques se caractérisent par la présence de cavités miarolitiques, qui sont de petits vides formés durant les dernières phases de cristallisation, tapissés de cristaux automorphes bien développés. Elles se forment généralement à partir de magmas granitiques différenciés, riches en volatils tels que H_2O, F et B, en contexte tardif d'intrusion granitique. Ces fluides résiduels, saturés en éléments incompatibles, favorisent la formation de cristaux de grande taille dans les cavités. La minéralogie comprend du quartz, des feldspaths, de la muscovite, ainsi que des minéraux rares comme le béryl, la topaze, la tourmaline, le lépidolite ou encore des phosphates. Les pegmatites miarolitiques représentent des témoins précieux de l'évolution fluide-magmatisme tardive. Elles sont souvent associées aux granites de type S ou à des granites peralumineux en contexte orogénique ou post-orogénique.

I.a.5. Pegmatites à éléments rares

Les pegmatites à éléments rares sont les plus différenciées chimiquement et se forment à partir de magmas peralumineux très évolués. Elles sont riches en éléments lithophiles incompatibles tels que le lithium (Li), le césium (Cs), le tantale (Ta), le niobium (Nb), le béryllium (Be) et le bore (B).

Leur zonation interne est souvent bien marquée, avec des assemblages minéralogiques complexes pouvant inclure du zircon, du lépidolite, de l'elbaïte (tourmaline riche en Li), ainsi que des oxydes de tantale et des phosphates de terres rares (ex. : apatite, triplite)

THE FAMILY SYSTEM OF PETROGENETIC CLASSIFICATION OF GRANITIC PEGMATITES OF PLUTONIC DERIVATION

Family	Dominant subclass of pegmatites§	Geochemical signature	Bulk composition of pegmatites *	Associated granites	Bulk composition of granites *	Source lithologies **
LCT	REL-Li MI-Li	Li, Rb, Cs, Be, Sn, Ga, Ta>Nb, (B, P, F)	peraluminous to subaluminous	(synorogenic to) late-orogenic (to anorogenic); largely heterogeneous	peraluminous, S, I or mixed S + I types	undepleted upper- to middle-crust supracrustal rocks and basement gneisses
NYF	REL-REE MI-REE	Nb>Ta, Ti, Y, Sc, REE, Zr, U, Th, F	subaluminous to metaluminous (to subalkaline)	(syn-, late, post-) to mainly anorogenic; quasi-homogeneous	(peraluminous to) subalum-inous and metaluminous; A and I types	depleted middle- to lower-crust granulites, juvenile granites, mantle-metasomatized crust
Mixed	Cross-bred LCT and NYF	mixed	(metaluminous to) moderately peraluminous	(postorogenic to) anorogenic; heterogeneous	subaluminous to slightly peraluminous	mixed protoliths or assimilation of supracrustal rocks by NYF granites

Fig.56 : Tableau récapitulatif des classes primaire de Cerny (cerny 2005)

I.b. Types et sous-types de pegmatites à éléments rares (Černý, 1991a)

Les pegmatites à éléments rares constituent une catégorie spécialisée de pegmatites granitiques, enrichies en éléments dits « incompatibles » tels que le lithium (Li), le béryllium (Be), le niobium (Nb), le tantale (Ta), les terres rares (REE), ou encore le fluor (F). Černý (1991a) propose une classification structurée en types principaux et sous-types, basée sur la composition minéralogique dominante et le degré d'évolution magmatique.

Le type terres rares regroupe les pegmatites contenant des minéraux riches en terres rares légères et lourdes, tels que la monazite, l'allanite ou le xénotime. Ces corps sont souvent associés à des granites peralumineux ou peralcalins, et se forment dans des environnements où les conditions géochimiques permettent la concentration des éléments lanthanides. Leur potentiel économique repose sur l'extraction des REE, de plus en plus stratégiques pour l'industrie technologique.

Les types béryl, albite et albite–spodumène appartient a un sous-ensemble des pegmatites à éléments rares de type LCT.

Le type béryl se distingue par une abondance notable de béryl ($Be_3Al_2Si_6O_{18}$), minéral porteur de béryllium. Ces pegmatites peuvent également contenir des accessoires riches en Nb et Ta, notamment la columbite-tantalite. Elles apparaissent souvent dans les zones intermédiaires de zonation pegmatitique et signalent un degré moyen d'évolution magmatique.

Le type albite est caractérisé par la prédominance de l'albite ($NaAlSi_3O_8$), un plagioclase sodique qui témoigne d'un fort degré de différenciation magmatique. Ce type se forme dans des conditions généralement oxydantes et peut être associé à des minéraux secondaires de lithium, de fluor ou de bore. Leur structure est souvent aplatie ou lenticulaire, en lien avec des processus tardifs de remplacement sodique.

Le type albite–spodumène correspond à des pegmatites fortement enrichies en lithium, avec présence dominante de spodumène ($LiAlSi_2O_6$) associé à de l'albite. Il est typique des pegmatites de sont type LCT et se développe souvent en bordure de granites peralumineux dans des contextes orogéniques.

Le type complexe représente la forme la plus évoluée et différenciée des pegmatites à éléments rares.

Il se caractérise par une minéralogie extrêmement variée, une zonation interne marquée (noyau, manteau, bordure), et une cristallisation très tardive à partir de fluides enrichis. Ces corps peuvent contenir une grande diversité de minéraux rares, notamment de Li, Be, Nb, Ta, Cs, Sn et F. Leur architecture complexe en fait des objets d'étude géologique précieux, mais aussi des gisements potentiels multimatériaux.

Parmi les **sous-types du type complexe**, on distingue plusieurs variantes en fonction du minéral lithium-dominant :

- Le sous-type spodumène est dominé par la présence de spodumène, minéral silicaté de lithium.

- **Le sous-type pétalite** renferme de la pétalite ($LiAlSi_4O_{10}$), une autre source majeure de lithium, souvent associée à des phases borées et phosphatées. Sa stabilité thermique en fait un minéral recherché pour certaines applications verrières et céramiques.

- **Le sous-type lépidolite** contient principalement du lépidolite, un mica violet à rose riche en lithium et fluor. Bien qu'elle constitue une source secondaire de lithium,

- **Le sous-type amblygonite** est plus rare, dominé par l'amblygonite ($LiAlPO_4F$), un phosphate fluoré de lithium et aluminium. Bien que moins fréquent, ce sous-type est très concentré en Li, ce qui lui confère un intérêt économique spécifique.

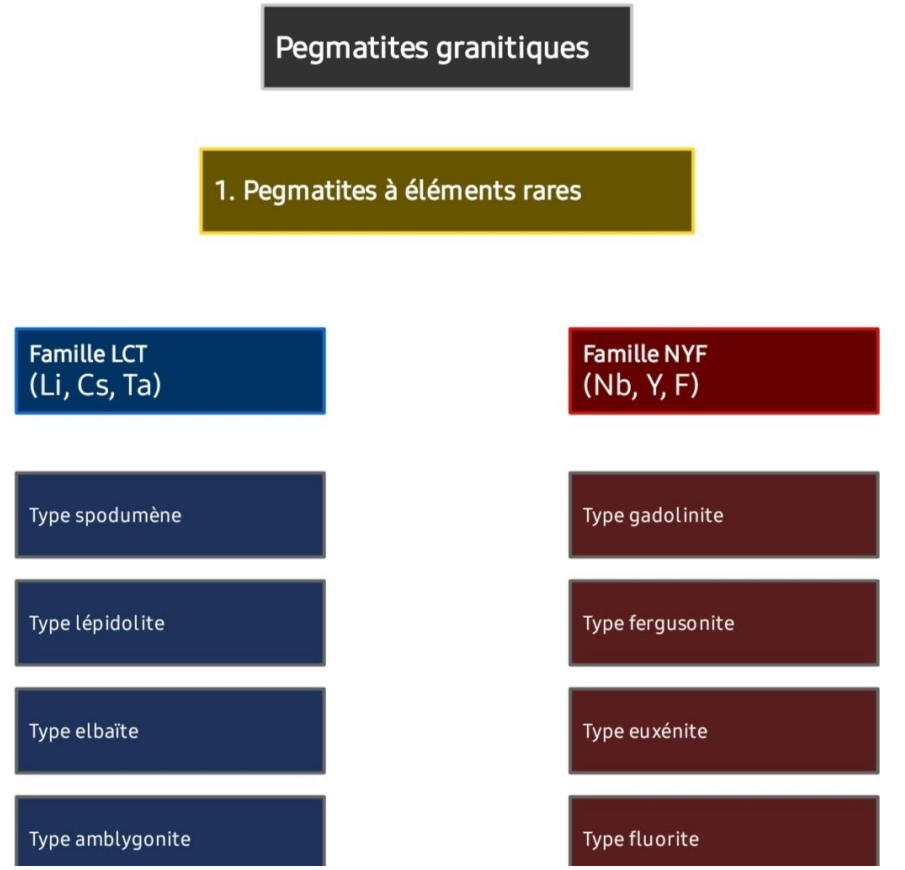


Fig.57 : Schéma comparatif des pegmatites a éléments rares.

I.c. Familles des pegmatites (basées sur la géochimie et le granite source) "Par Černý"

La classification géochimique des pegmatites repose sur la nature du granite source. Elle distingue principalement les familles LCT et NYF, chacune caractérisée par une composition spécifique et un environnement géodynamique particulier.

I.c.1. Famille LCT (Lithium–Césium–Tantale)

La famille LCT regroupe les pegmatites issues de granites peralumineux fortement différenciés, formés à partir de matériaux crustaux fondus. Ces pegmatites se développent le plus souvent dans des contextes orogéniques, soit pendant, Soit après les déformations tectoniques (syn- à tarditectoniques). Leur évolution est marquée par un fort fractionnement magmatique, résultant à la formation de liquides enrichis en éléments lithophiles incompatibles tels que le lithium (Li), le césium (Cs), le tantale (Ta), mais aussi le rubidium (Rb), le béryllium (Be) et le bore (B).

Les pegmatites de la famille LCT présentent généralement une zonation interne complexe, reflet de processus de différenciation progressive et de cristallisation lente à faible profondeur. Leur minéralogie typique inclut des minéraux lithiumifères comme le spodumène et le lépidolite, des phosphates de lithium et zircon , ainsi que des minéraux riches en tantale comme la tantalite et parfois la pollucite, riche en césium

I.c.2. Famille NYF (Niobium–Yttrium–Fluor)

La famille NYF se développe à partir de magmas dérivés de granites métalumineux à peralkalins, associés à des contextes anorogéniques, tels que les environnements de rift intracontinental ou de relaxation tectonique post-orogénique. Contrairement aux pegmatites LCT, les NYF sont issues de magmas moins évolués chimiquement, mais qui ont néanmoins concentré certains éléments dits à fort champ électrique (HFSE) comme le niobium (Nb), l'yttrium (Y), les terres rares (REE), le thorium (Th), l'uranium (U) et le fluor (F).

Ces pegmatites sont souvent moins différenciées, se cristallisent à plus grande profondeur que les LCT, et leur texture peut être plus homogène. Leur minéralogie est dominée par des minéraux typiques des environnements

Enrichis en HFSE, tels que la columbite, la ferrocolumbite, la fluorine, l'euxénite, la gadolinite et la samarskite. Ce type de pegmatite est particulièrement important pour les ressources en niobium, yttrium, fluor, et certaines terres rares, ainsi que pour l'uranium et le thorium.

I.c.3. Famille Mixte (LCT + NYF)

Les pegmatites de la famille mixte résultent de processus hybrides complexes, tels que l'interaction entre magmas de type NYF et LCT, ou encore la contamination crustale d'un magma NYF par des unités lithologiques enrichies en éléments caractéristiques du type LCT. Cette famille rare, mais pétrogénétiquement significative, se distingue par une signature géochimique hybride, marquée à la fois par des enrichissements en Li, Cs, Ta (propre aux LCT) et en Nb, Y, REE (propre aux NYF).

Ces pegmatites mixtes témoignent crustale, de mélange de sources magmatiques ou encore de réactions magmatique-fluides ayant modifié la composition originelle du liquide pegmatitique. La minéralogie observée reflète cette dualité, avec la présence simultanée de minéraux typiques des deux familles, comme le spodumène (LCT) associée à de la samarskite (NYF), ou du lépidolite coexistant avec de la gadolinite.

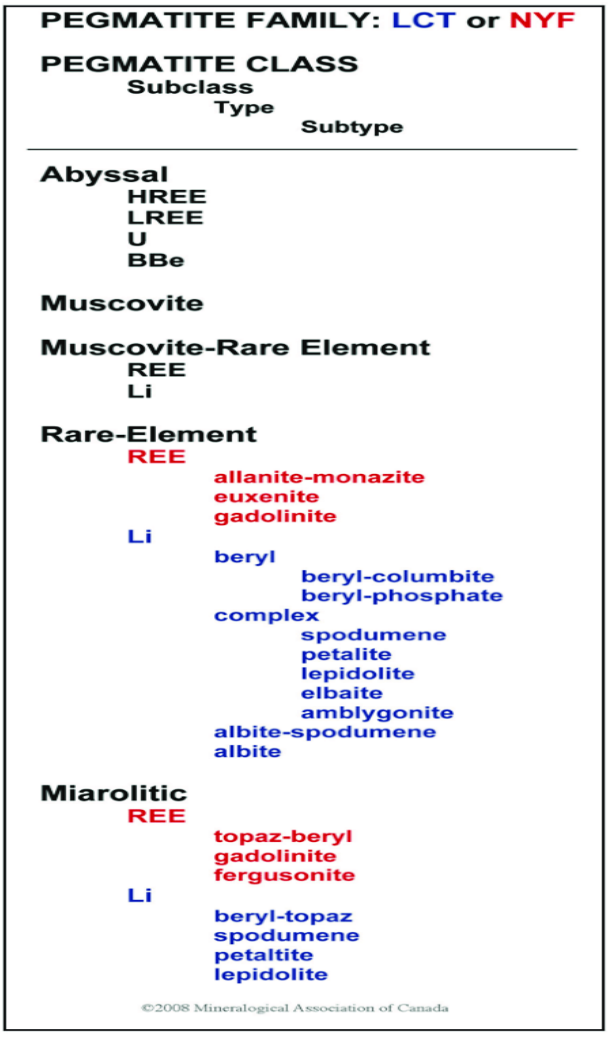


Fig.58: Schéma récapitulative de classification de cerny (par London 2008)

I.d. Classifications suplèmentaire

I.d.1. Classification de Landes (1933)

La classification proposée par Landes (1933) repose sur une approche descriptive fondée à la fois sur la complexité minéralogique des pegmatites et sur leur affinité magmatique. Bien qu'ancienne, cette méthode demeure utile pour les études de terrain ou les synthèses régionales, car elle permet une distinction simple entre différents types de corps pegmatitiques en fonction de leur composition et de leur degré d'évolution.

I.d.1. 1. Pegmatites simples

Les pegmatites simples sont principalement composées de minéraux essentiels tels que le quartz, les feldspaths (orthose, albite, microcline) et les micas (muscovite ou biotite). Elles présentent une zonation interne faible ou absente et une structure homogène. Les minéraux accessoires sont rares ou inexistants, traduisant une cristallisation à partir de magmas peu différenciés. Ces pegmatites apparaissent souvent en bordure de plutons granitiques peu évolués et sont abondantes dans les terrains granitiques anciens.

I.d.1. 2. Pegmatites complexes

Les pegmatites complexes révèlent un haut degré de différenciation magmatique et présentent une zonation interne bien développée, avec parfois des noyaux riches en quartz ou des zones concentriques contenant différents assemblages minéraux. Leur minéralogie est variée et inclut, en plus des minéraux communs, de nombreux minéraux accessoires ou rares : béryl, spodumène, apatite, tourmaline, colombo-tantalite, amblygonite, lépidolite, etc.

I.d.1. 3. Classification selon l'affinité magmatique

Landes distingue également les pegmatites selon le type de magma dont elles dérivent, ce qui permet de les regrouper en fonction de leur composition chimique globale :

- **Pegmatites acides** : issues de magmas granitiques riches en silice, elles contiennent principalement du quartz, des feldspaths potassiques et de la muscovite. Ce sont les plus courantes et souvent associées aux types simples ou modérément évolués.

- **Pegmatites intermédiaires** : dérivées de magmas de composition dioritique, elles renferment des plagioclases calco-sodiques, de la biotite, et parfois de la hornblende. Elles sont plus rares et moins bien différenciées.

- **Pegmatites basiques** : plus rares encore, elles proviennent de magmas gabbroïques et se caractérisent par la présence de plagioclases calciques et de pyroxènes. Leur développement reste mal connu et elles sont rarement associées à des minéralisations économiques.

I.d.2. Classification de Müller et al. (2018)

La classification des pegmatites proposée par Müller et al. (2018) s'inscrit dans une démarche moderne intégrative, combinant plusieurs critères complémentaires pour une compréhension plus fine de l'origine et de l'évolution des corps pegmatitiques. Contrairement aux approches purement minéralogiques ou géochimiques antérieures. ce modèle repose sur quatre axes d'analyse principaux : la composition chimique, l'assemblage minéralogique, la température de cristallisation et le contexte géodynamique de mise en place. Cette approche offre un cadre pertinent pour relier la pétrogenèse des pegmatites à des processus crustaux et tectoniques précis, en intégrant à la fois les données de terrain, d'analyse de laboratoire et de modélisation expérimentale.

I.d.2.1. Composition chimique

L'analyse chimique constitue l'un des fondements majeurs de la classification proposée par Müller et al. (2018). Elle s'appuie sur la détermination des teneurs en éléments majeurs (Si, Al, Na, K, Ca) et en éléments traces ou incompatibles tels que le lithium (Li), le césium (Cs), le niobium (Nb), le tantale (Ta), le béryllium (Be), l'étain (Sn), les terres rares (REE),

Le thorium (Th) ou l'uranium (U). Ces données permettent de classer les pegmatites selon leur caractère chimique global, en particulier leur richesse relative en aluminium, sodium et potassium. Trois grands types de comportements chimiques sont ainsi distingués :

- Les pegmatites peralumineuses (Al > Na + K + 2Ca) :

Ces pegmatites présentent un excès d'aluminium par rapport aux cations alcalins et alcalino-terreux. Elles sont généralement issues de granites de type S (pour « sedimentary »), c'est-à-dire dérivés de la fusion partielle de matériaux crustaux sédimentaires riches en alumine. Ce type est souvent rencontré dans les zones orogéniques, en contexte de collision continentale, et donne naissance à des pegmatites de type LCT (Li–Cs–Ta), potentiellement riches en minéraux tels que le spodumène, le lépidolite, ou le béryl.

- Les pegmatites métallumineuses (Al ≈ Na + K + 2Ca) :

Elles présentent un équilibre chimique entre l'aluminium et les cations alcalins/terreux. Ce caractère reflète une origine à partir de granites de type I (« igneous »), issus de la différenciation de magmas mantelliques ou crustaux d'origine ignée. Ces granites peuvent évoluer vers des pegmatites modérément différenciées, parfois porteuses de béryl ou d'apatite, mais généralement moins riches en éléments incompatibles que les types peralumineux.

- Les pegmatites peralkalines (Na + K > Al) :

Rares et plus atypiques, ces pegmatites sont issues de granites de type A (« anorogenic »), c'est-à-dire formés dans des contextes anorogéniques ou intraplaques, souvent liés à l'extension lithosphérique ou à la rupture continentale. Leur chimie alcaline favorise la concentration d'éléments dits HFSE (High Field Strength Elements), comme le niobium (Nb), le zirconium (Zr), l'yttrium (Y) ou les terres rares (REE), et donne lieu à des assemblages minéralogiques spécifiques tels que l'eudialyte, l'aegyrine ou la fluorine.

Cette subdivision chimique permet non seulement de relier les pegmatites à un type de granite source clairement identifié.



Fig.59 : Schéma récapitulative de pegmatites granitiques (Müller et al , 2018)

I.d.2.2. Minéralogie

La classification intègre également l'étude des assemblages minéralogiques majeurs et accessoires, permettant d'identifier des indicateurs d'évolution magmatique.

Les minéraux comme :

- le spodumène, le lépidolite, ou la pétalite témoignent d'une cristallisation dans des fluides très différenciés, riches en Li.

- le béryl, l'amblygonite, la tourmaline, la fluorine ou l'apatite indiquent une concentration progressive d'éléments volatils ou incompatibles.

- les oxydes niobotantalifères (colombo-tantalite, microlite, euxénite) trahissent un enrichissement tardif en Nb et Ta.

L'évolution minéralogique permet donc de suivre la trajectoire de cristallisation depuis des pegmatites peu différenciées (type béryl) jusqu'aux types complexes à zonation poussée, en lien avec les classifications de Černý.

I.d.2.3. Température de cristallisation

Un critère essentiel dans la classification de Müller et al. est la température de cristallisation, qui influence fortement la texture, la vitesse de croissance cristalline et le type de minéraux formés. Cette température est estimée à partir de :

- l'analyse des inclusions fluides (composition, densité, isochores),

- la présence de minéraux thermométriques (relations de stabilité entre phases),

- ou encore par comparaison avec des résultats expérimentaux de cristallisation synthétique.

Les études montrent que les pegmatites se forment généralement à basse température, dans une plage de 400 à 700 °C, parfois en dessous de la température eutectique des granites. Les pegmatites complexes ou à cavités miarolitiques cristallisent souvent dans des conditions sous-eutectiques, où les volatils jouent un rôle déterminant dans l'abaissement de la température de solidus.

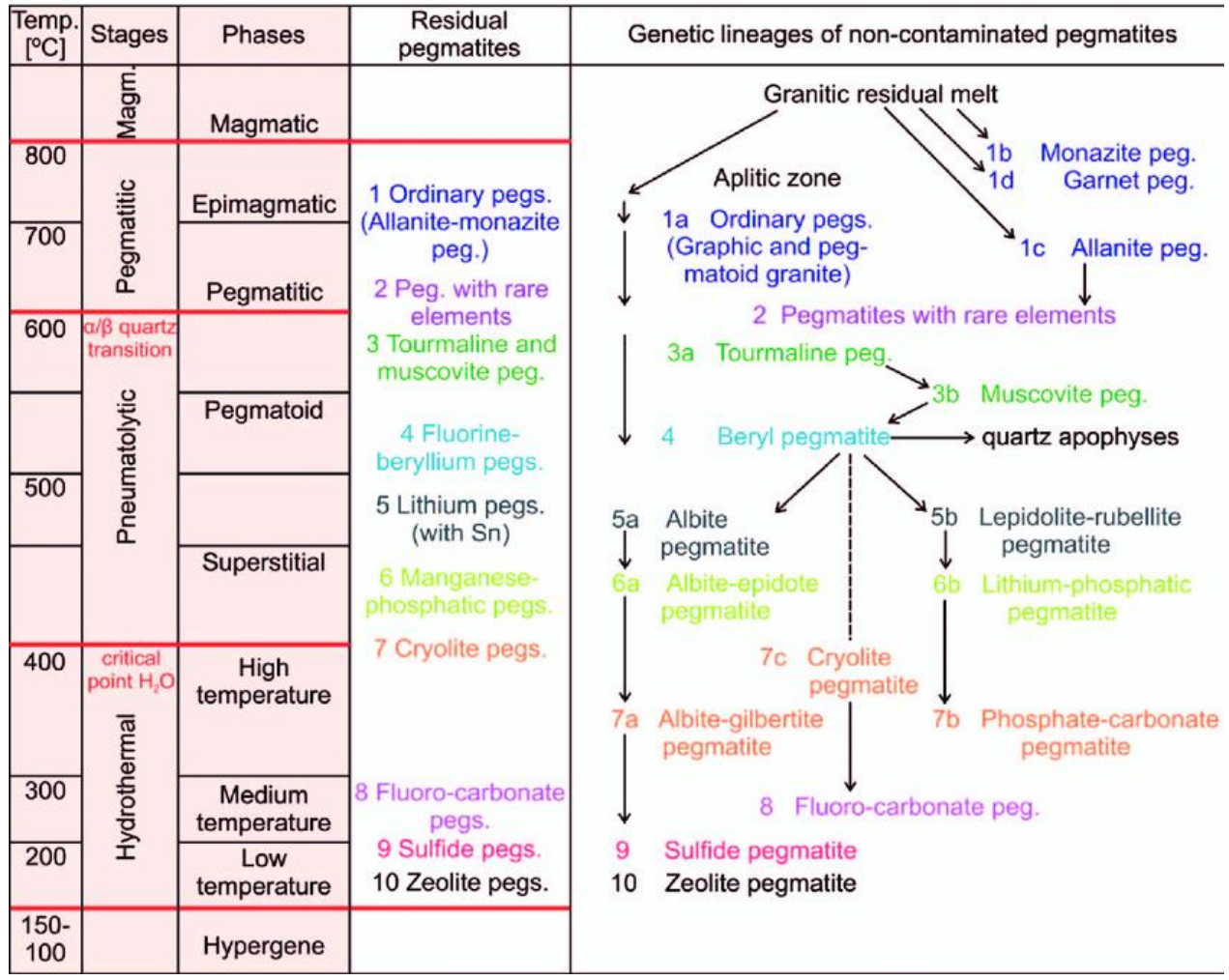


Fig.60 : Classification de 10 phases de pegmatites (par Muller et al 2018) selon composition et température.

I.d.2.4. Environnement géodynamique

Le dernier critère majeur de la classification est le contexte géodynamique de formation, qui relie les pegmatites à des événements tectoniques et à l'évolution de la croûte continentale. Müller et al. Distinguent plusieurs grands environnements :

- Les zones orogéniques (collision continentale, chaînes de montagne), où les pegmatites LCT sont fréquentes, liées à des granites peralumineux issus de la fusion crustale.

- Les contextes anorogéniques, associés à des granites alcalins de type A, dans des domaines intracratoniques ou en extension, souvent à l'origine des pegmatites NYF riches en Nb, Y, F, et REE.

- Les environnements intraplaques stables, où des corps pegmatitiques isolés peuvent témoigner de magmatismes résiduels, de différenciations profondes ou de réactivations thermiques locales.

- L'analyse géodynamique permet ainsi de replacer chaque pegmatite dans une histoire tectonique régionale, en lien avec la genèse du granite source, la disponibilité des éléments rares, et les conditions thermodynamiques de mise en plac

I.d.3. Hypothèses

1. La classification de Černý & Ercit (2005)

Les pegmatites décrites par **Abdelhalim (1973)** ainsi que les observations réalisées dans le cadre du présent mémoire à Nadrouma s'apparentent à la catégorie des **pegmatites à éléments rares de type LCT**. Ce choix repose principalement sur la combinaison des critères lithologiques, minéralogiques et géochimiques détaillés par **Abdelhalim (1973)** ainsi que sur nos propres observations de terrain. Les pegmatites de Nadrouma présentent généralement une **zonation interne marquée**, avec des noyaux riches en quartz ainsi que des bordures feldspathiques, accompagnés d'une diversité minéralogique significative. L'association de minéraux tels que la tourmaline une **différenciation extrême du magma granitique parent**, typique des systèmes LCT. Ce contexte est généralement associé à des environnements orogéniques où la fusion partielle, enrichis en lithium, césium, tantale et béryllium.

2. La classification de Müller et al. (2018)

La classification moderne de Müller repose sur des critères tels que la composition chimique, la minéralogie, la température de cristallisation ainsi que le contexte géodynamique. Dans le cadre de ce mémoire à Nadrouma, la composition chimique suggère une origine liée à un **magma peralumineux**, issu de la fusion de matériaux crustaux en contexte de collision continentale. Ce cadre est corroboré par la température estimée de cristallisation des pegmatites (généralement comprise entre 400 et 600 °C), ainsi que par la forte concentration du magma en éléments volatils tels que H_2O, F et B, favorisant la précipitation de minéraux lithiniferes tels que le spodumène, le lépidolite et le béryl et la tourmaline. Le contexte géodynamique ainsi que détaillés par **Abdelhalim (1973)** et confirmés par nos observations à Nadrouma renforcent donc l'hypothèse selon laquelle la pegmatite appartient à la catégorie des **pegmatites LCT peralumineuses**, caractéristiques des environnements orogéniques où la fraction résiduelle du magma devient extrêmement enrichie en métaux rares.

3. La classification de Landes (1933)

La classification de Landes repose principalement sur la complexité minéralogique ainsi que sur l'affinité chimique du corps pegmatitique.

Les observations effectuées par **Abdelhalim (1973)** ainsi que nos propres relevés à Nadrouma suggèrent que la pegmatite s'inscrit dans la catégorie des **pegmatites complexes acides**, issues de la cristallisation ultime de magmas granitiques hautement fractionnés. Ce degré de fractionnement extrême entraîne une concentration importante en lithium, ou la tourmaline.

Ce type de pegmatite est généralement marqué par une **structuration interne élaborée**, avec des noyaux riches en quartz, des bordures à feldspath ainsi que des zones où la cristallisation est favorisée par des fluides résiduels extrêmement enrichis en métaux rares.

Conclusion

Les analyses selon les classifications de **Černý & Ercit**, **Müller et al.**, ainsi que **Landes**, appliquées à la pegmatite décrite par **Abdelhalim (1973)** à Nadrouma, aboutissent à une **convergence majeure** : elle relève du **type LCT à éléments rares**, formée à partir de granites peralumineux extrêmement évolués en contexte orogénique. Ce contexte est responsable de la forte spécialisation chimique ainsi que de la diversité minéralogique du corps pegmatitique, marquée par la richesse en lithium, césium, tantale et béryllium et tourmaline. Ce degré de fractionnement extrême ainsi que la complexité texturale du corps suggèrent un potentiel économique significatif ainsi qu'un intérêt majeur pour comprendre l'évolution des systèmes magmatiques tardifs.

Classification	Auteur(s)	Critères principaux	Interprétation pour Nadrouma
Type LCT (Lithium-Césium-Tantale)	Černý & Ercit (2005)	- Critères lithologiques, minéralogiques, géochimiques - Présence de minéraux typiques : lépidolite, béryl, tourmaline, oxydes de Nb-Ta	Pegmatite à éléments rares, zonation interne nette (noyaux quartzifères, bordures feldspathiques), typique d'un magma granitique très évolué en contexte orogénique
Pegmatite LCT péralumineuse	Müller et al. (2018)	- Composition chimique (magma péralumineux) - Température de cristallisation (400–600 °C) - Contexte géodynamique (collision continentale) - Richesse en H_2O, F, B	Origine crustale par fusion en contexte de collision ; présence de spodumène, lépidolite, béryl ; système enrichi en volatils et en métaux rares
Pegmatite complexe acide	Landes (1933)	- Complexité minéralogique - Affinité chimique - Structuration interne (zones, noyaux, bordures) - Minéraux rares (lépidolite, colombo-tantalite)	Résulte de la cristallisation ultime de magmas granitiques très fractionnés, forte concentration en métaux rares, organisation interne bien développée

Tableau 1: Tableau récapitulatif des hypothèses de classification des pegmatites de Nadrouma

II- Gitologie

Les pegmatites ne contiennent pas de phénocristaux hérités du granite parental, suggérant une séparation très efficace entre cristaux et liquide résiduel lors de leur extraction. Ce liquide migrateur, encore totalement fondu, s'infiltre sous forme de dykes, à condition que le gradient thermique et la pression de poussée du magma le permettent.

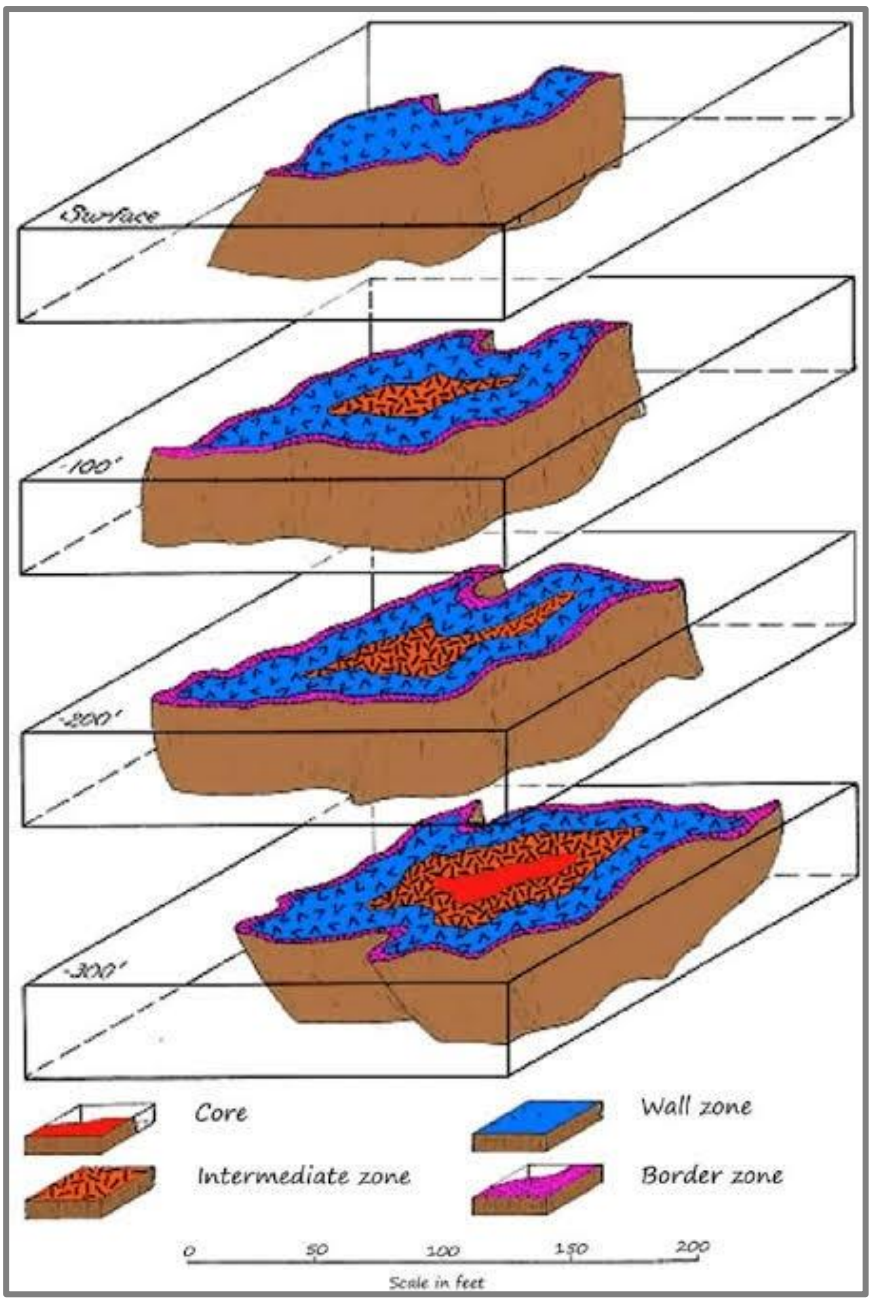


Fig. 61: Diagramme block idéal illustrant emplacement des pegmatites

II.a. Processus de formation de gisement

II.a.1. Occurrence et contexte géologique

Les pegmatites granitiques se forment en grande majorité dans des contextes orogéniques, généralement en bordure ou à l'intérieur des massifs granitiques. Elles apparaissent au stade terminal de la cristallisation magmatique, lorsque le liquide résiduel est fortement enrichi en éléments incompatibles (Li, Be, Cs, Nb, Ta…) et en volatils (notamment

H_2O, F, B). Ce liquide, très différencié et saturé en eau, présente une viscosité élevée, ce qui retarde la nucléation des cristaux et favorise une cristallisation sous-refroidie par rapport au liquidus.

Les pegmatites se logent typiquement dans les zones supérieures des plutons granitiques, Elles se forment à des profondeurs relativement faibles, entre 0,5 et 9 km, mais où les pressions (100–300 MPa) restent suffisantes pour maintenir les volatils dissous dans la phase fondue. Leur géométrie dépend de la compétence des roches encaissantes : dans les roches rigides (granites, gneiss), elles forment des dykes plans, tandis que dans les schistes micacés, elles forment souvent des lentilles ellipsoïdales.

II.a.2. Composition globale des pegmatites

Les pegmatites présentent une composition chimique globalement granitique, dominée par quartz, feldspaths (albite, orthose) et micas (>80%). Leur composition moyenne correspond souvent au minimum eutectique granitique, typique des systèmes quartz-orthose-albite sous pressions modérées (~200 MPa) avec fluides.

La majorité des pegmatites (dites "communes") diffèrent principalement des granites par leur texture (cristaux géants, zonation, intercroissances graphiques), non par leur chimie.

Certaines pegmatites très différenciées (type LCT, liées aux stades finaux de cristallisation) concentrent des éléments rares :

- Silicates de Li (spodumène, lépidolite)

- Minéraux de Be (béryl)

- Phosphates/fluorures (amblygonite)

- Oxydes de métaux rares (tantalite, cassitérite)

Même dans ces cas extrêmes, la composition globale reste celle d'un granite évolué, avec des zones localement monominérales (quartz pur, spodumène massif) témoignant de saturations tardives.

II.a.3. Composition des magmas formateurs de pegmatites

Les liquides magmatiques à l'origine des pegmatites sont riches en silice et en volatils. Ils sont extrêmement différenciés, ayant subi une longue phase de cristallisation fractionnée. Les volatils (H_2O, F, B, P) réduisent la température de solidification, augmentent la mobilité ionique et favorisent la croissance de grands cristaux. Ils jouent également un rôle essentiel dans la stabilisation des phases minérales rares. Ces liquides sont souvent peralumineux, c'est-à-dire qu'ils contiennent plus d'aluminium que nécessaire pour former les feldspaths seuls, permettant la formation de minéraux alumineux secondaires (comme les micas ou les phosphates).

II.a.4. Association granite–pegmatite

La relation entre granite et pegmatite est fondamentale pour comprendre la genèse des pegmatites. Dans la plupart des cas, les pegmatites sont issues de la différenciation poussée d'un granite parental, via la cristallisation fractionnée d'un grand volume de magma granitique. La progression fractionnaire entraîne un enrichissement du liquide résiduel en éléments rares et en agents de flux (B, F, P), modifiant sa composition vers celle du minimum granitique ou au-delà.

Il existe souvent une continuité texturale et chimique entre granite et pegmatite. Des études isotopiques montrent que les pegmatites et leurs granites sources partagent des signatures similaires, même si les pegmatites présentent une concentration accrue en éléments lithophiles rares. Des exemples comme le district des Black Hills (Dakota du Sud) illustrent cette continuité évolutive.

Deux grandes familles chimiques de pegmatites ont été identifiées :

- LCT (Li–Cs–Ta): liées aux granites S-type d'origine sédimentaire, riches en B, P, Sn et F, et caractérisées par une zonation régionale marquée, les pegmatites les plus évoluées étant localisées à distance du pluton source.

- NYF (Nb–Y–F): associées aux granites A-type (anorogéniques), généralement formées dans des contextes de rifting, enrichies en éléments HFSE (Nb, Y, HREE), souvent avec une signature peralcaline et une forte teneur en fluor.

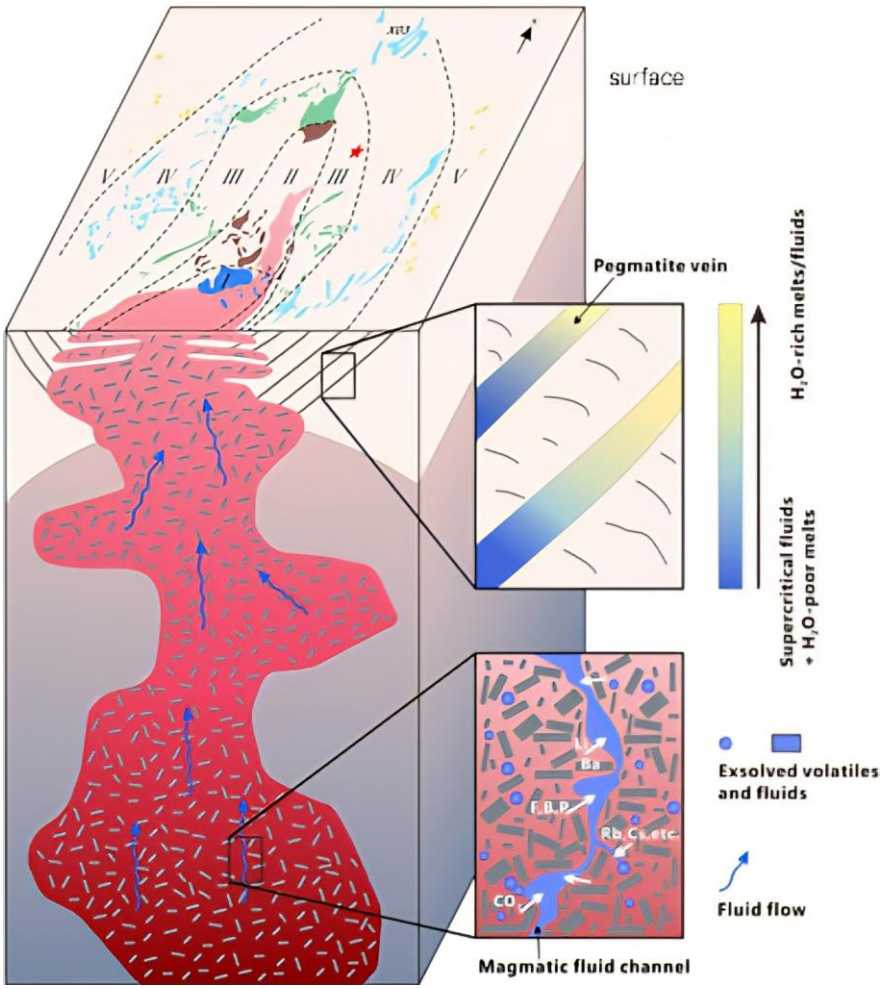


Fig.62 : Modèle schématique de fluides magmatiques transportant de matériaux intracrustal des pegmatites granitiques (Lu Huanzhang et al.1997).

II.a.5. Zonation des groupes pegmatitiques

Les pegmatites ne sont généralement pas distribuées de manière isolée mais forment des groupes ou champs pegmatitiques, issus d'une même source magmatique. Ces ensembles montrent une zonation chimique et minéralogique systématique qui reflète le processus évolutif de la chambre magmatique dont ils sont issus. Cette zonation s'exprime comme suit :

- À proximité de la source granitique, on observe des pegmatites simples, contenant essentiellement les minéraux majeurs (quartz, feldspaths, micas), avec quelques phases accessoires (garnet, apatite, tourmaline).

- En s'éloignant de la source, apparaissent progressivement des pegmatites contenant des minéraux plus rares comme le béryl, les silicates de lithium, ou encore des phosphates complexes.

- Dans les zones les plus éloignées, les pegmatites présentent une forte complexité interne, une grande taille des cristaux, et une abondance d'éléments rares concentrés dans des assemblages zonés. Elles peuvent également contenir des cavités miarolitiques remplies de minéraux cristallisés en milieu fluide.

Cette hiérarchie traduit un fractionnement chimique progressif du magma granitique, dans lequel le liquide enrichi est expulsé vers les marges du système au fur et à mesure de la cristallisation. Cette dynamique conduit à une migration différentielle des liquides résiduels, qui se traduit spatialement par une augmentation de la complexité minéralogique et chimique à mesure que l'on s'éloigne du pluton d'origine.

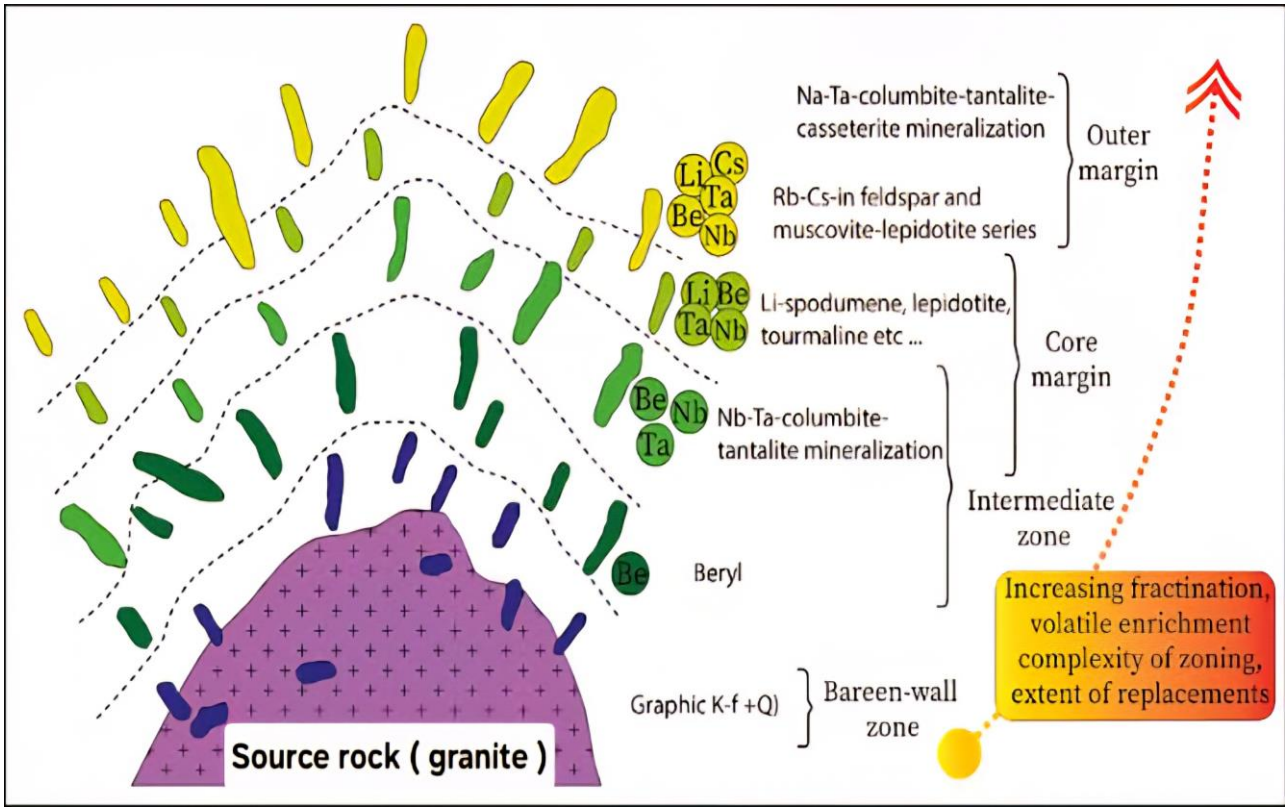


Fig. 63 : Schéma montrant zonation des pegmatites

II.b. Cristallisation des pegmatites

Introduction

Selon London (2018), les pegmatites se caractérisent par une taille minérale extrêmement variable – certains cristaux atteignant le mètre – avec une augmentation progressive des bordures vers le centre, des textures distinctives comme les intercroissances graphiques (quartz-feldspath) , et une zonation spatiale marquée incluant des zones monocristallines. Leur formation reste débattue : si certains modèles invoquent des processus hydrothermaux, leur origine est généralement liée à la cristallisation de magmas granitiques très visqueux, riches en silice. Cette viscosité empêche la diffusion ionique, permettant au magma de s'enrichir en éléments incompatibles (H_2O, B, F, Na) et de cristalliser rapidement en sous-liquidus, générant leurs textures uniques.

La structure interne des pegmatites, décrite dès Cameron et al. (1949) et révisée par London (2008, 2014, 2018), présente typiquement cinq zones : une bordure à texture granitique, une première unité intermédiaire à grains centimétriques et textures graphiques, une seconde unité à cristaux décimétriques de feldspath et quartz, un cœur monocristallin quartzeux, et une unité albitique tardive liée à des remplacements minéralogiques. Certaines pegmatites, comme les « pegmatites communes » (London, 2008) ou les pegmatoïdes (Vlasov, 1961), présentent une structure homogène ou litée, avec des cristaux de grande taille (>10 cm) et une absence de zonation.

Ces conclusions, corroborées par des études récentes (Cerny et al., 2005 ; Simmons et al., 2016). Le lien génétique avec les magmas granitiques différenciés. Il a diversité texturale, mais les pegmatites partagent une origine commune avec des conditions de cristallisation extrêmes, et enrichissement en fluides et mouvement rapides.

II.b.1. Taux de croissance cristalline

Les cristaux dans les pegmatites croissent rapidement grâce à plusieurs facteurs synergiques : une forte disponibilité des éléments chimiques en solution, une faible viscosité du liquide magmatique (notamment due à la présence de H_2O et d'éléments comme B et P), et un nombre réduit de sites de nucléation.

Ce dernier point est fondamental : moins il y a de points de départ pour la croissance cristalline, plus chaque cristal peut croître librement, atteignant des dimensions spectaculaires. Les expériences de croissance cristalline (Fenn 1977, 1986 ; London et al. 1989) ont mis en évidence des vitesses de croissance de plusieurs centimètres par jour, ce qui est exceptionnel pour des systèmes silicatés. La dynamique de cristallisation est gouvernée par un déséquilibre thermique et chimique, c'est-à-dire par un système fortement sous-refroidi, dans lequel les cristaux peuvent croître à partir d'un liquide enrichi, peu nucléé, et souvent saturé en vapeur aqueuse ou proche de la saturation. Ce contexte unique favorise la genèse de cristaux géants tout en maintenant un rythme de cristallisation élevé.

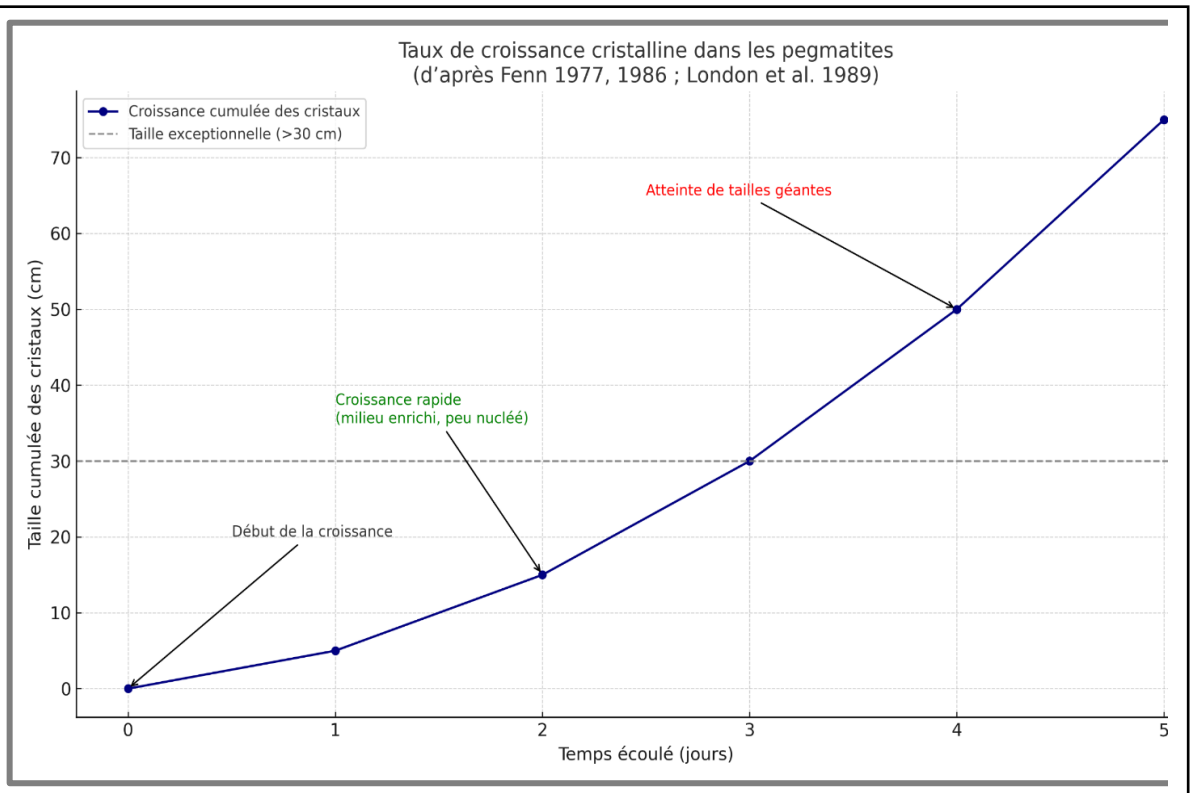


Fig. 64 : graph de taux de croissance dans les pegmatites (fenn 1977, 1986, london et al 1989)

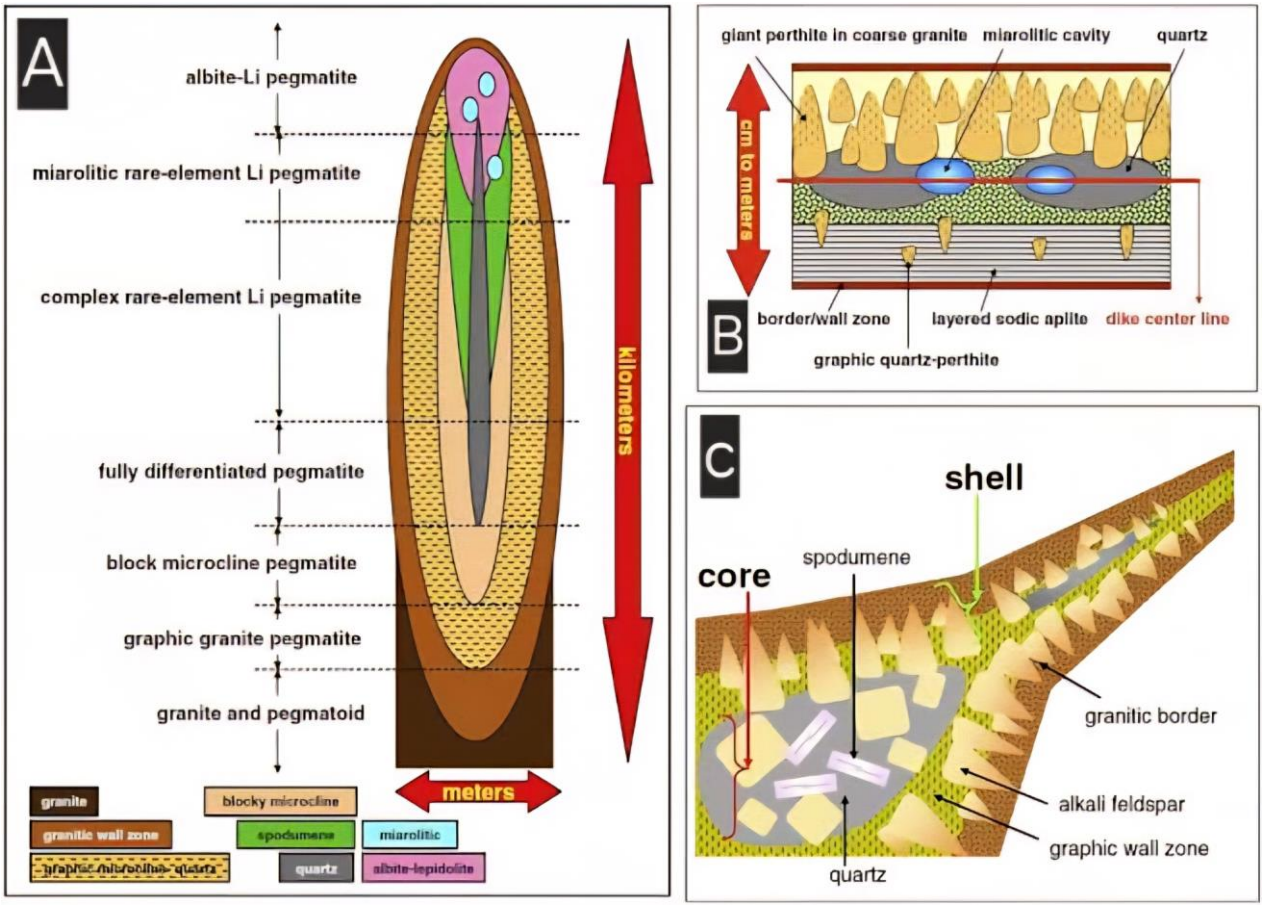


Fig.65 : Modèles schématique des zonations internes de pegmatites (london et al 2014).

II.b.2. Altération des roches encaissantes

L'encaissant des pegmatites est fréquemment le siège d'une altération hydrothermale intense, étroitement associée à l'histoire évolutive de la cristallisation du corps pegmatitique. Cette altération se traduit par la transformation des minéraux primaires du substratum (feldspaths, micas, amphiboles) en assemblages secondaires tels que la séricite, le chlorite ou le kaolin, Souvent localisés le long de fractures ou au contact immédiat du filon. Ces transformations minéralogiques sont provoquées par la migration de fluides enrichis en H_2O et en éléments volatils (notamment B, P, F), expulsés progressivement du magma lors de la différenciation cristalline ou lors d'épisodes tardifs de saturation en vapeur. Les gradients de température et de fugacité entre le corps pegmatitique et l'encaissant favorisent l'infiltration de ces fluides et déclenchent des réactions métasomatiques localisées.

II.b.3. Transition magmatique-hydrothermale

La distinction entre les processus magmatiques et hydrothermaux devient de plus en plus ténue au cours des stades tardifs de la cristallisation des pegmatites. À mesure que le liquide résiduel s'enrichit en éléments volatils incompatibles — notamment H_2O, B, F, P et parfois Li ou Cs.

Sa nature physico-chimique évolue progressivement vers celle d'un fluide hydrothermal. Ce résidu atteint une telle concentration en volatils qu'il peut se comporter comme une phase fluide supercritique ou presque, capable de dissoudre des constituants silicatés, de les transporter sur de courtes distances, puis de les redéposer sous forme de minéraux secondaires dans les interstices, fractures ou cavités du système pegmatitique.

Cette transition est marquée par l'apparition de phases minérales tardives caractéristiques, telles que la tourmaline, la topaze, les phosphates lithinifères ou les micas enrichis en fluor, qui précipitent soit en remplacement partiel des phases primaires, soit à partir de fluides exsolvés. Des phénomènes de recristallisation des feldspaths ou du quartz peuvent également se produire sous l'effet de ces fluides riches et chauds, modifiant les textures initiales et introduisant une hétérogénéité texturale ou chimique à l'échelle millimétrique à centimétrique. L'activité chimique élevée des fluides résiduels favorise aussi la formation de veines secondaires dans lesquelles précipitent des minéraux opaques tels que des oxydes, des sulfures ou des carbonates, souvent associés à des altérations localisées de type hydrothermal classique (argilisation, chloritisation, silicification).

Sur le plan expérimental, cette zone floue entre les domaines magmatique et hydrothermal est liée à l'existence d'une miscibilité étendue entre les phases silicatées fondues et l'eau à haute température et pression.

Des travaux récents ont montré qu'en présence de fortes concentrations en B, P ou F, le liquide silicaté peut rester homogène jusqu'à des conditions proches du solidus, retardant la séparation nette entre phase fondue et phase fluide. Cette situation permet un couplage étroit entre la cristallisation et le transport de matière, et explique la complexité texturale et minéralogique observée dans les zones les plus évoluées des pegmatites.

II.c. Objectif d'étude gîtologique

Cette étude géologique préliminaire a permis d'initier la caractérisation des pegmatites granitiques de la région. Bien que les observations actuelles n'aient pas révélé de textures distinctives marquées mais ila de minéralisations évidentes ferromagnétique, les résultats confirment le cadre génétique classique de formation de ces roches à partir de liquides magmatiques résiduels enrichis en éléments incompatibles (Li, Cs, Ta, Nb) et volatils (H_2O, F, B). L'absence de textures pégmatitiques bien développées pourrait suggérer soit un stade peu évolué de différenciation, soit une position dans la zone proximale du système.

Les premiers éléments indiquent que les processus d'altération hydrothermale post-cristallisation, bien que peu visibles dans cette phase d'étude, pourraient jouer un rôle dans la transformation des minéraux primaires et la formation potentielle d'assemblages secondaires (chlorite, oxydes, sulfures). Ces transformations mériteront une attention particulière dans les travaux ultérieurs, car elles conditionnent l'enrichissement économique éventuel de ces pegmatites.

Cette recherche ouvre des perspectives intéressantes pour l'exploration des ressources minérales, tout en soulignant la nécessité d'approfondir les investigations. Des études complémentaires incluant des analyses pétrographiques détaillées, des caractérisations géochimiques ciblées et une cartographie plus précise des relations de terrain seront essentielles pour mieux évaluer le potentiel minéral de ces formations et leur position dans un éventuel système pegmatitique zoné (types LCT ou NYF). Ces travaux ultérieurs permettront de préciser si ces pegmatites, bien que d'apparence peu différenciée dans cette phase préliminaire, pourraient présenter un intérêt économique, notamment pour les éléments critiques aux technologies modernes.

CONCLUSION GENERALE

Cette étude pétrographique et gitologique des pegmatites du massif granitique de Nédroma a permis de mettre en évidence la complexité minéralogique, texturale et structurale de ces corps filoniens. Grâce à une approche combinée — observations de terrain, échantillonnage ciblé, analyses macroscopiques et en lames minces —, nous avons pu caractériser la nature des minéraux constitutifs, leurs relations texturales, ainsi que les processus de mise en place.

Sur le plan pétrographique, les pegmatites étudiées présentent des textures typiques à grains grossiers, parfois zonées, avec une paragenèse dominée par le quartz, les feldspaths (orthose, plagioclase, microcline), la muscovite et la biotite. Des minéraux accessoires comme la tourmaline ou des oxydes ferromagnétiques témoignent de conditions de cristallisation riches en fluides résiduels. L'observation en lames minces a mis en évidence des phases d'altération post-cristallisation (séricitisation, présence de manganèse), suggérant des circulations hydrothermales tardives.

D'un point de vue gitologique, les pegmatites s'organisent en filons centimétriques à décimétriques, parfois injectés dans des zones de faiblesse structurales du granite. Leur classification, basée sur les critères de Černý et Ercit (2005), les rattache principalement aux pegmatites à muscovite et à éléments rares, traduisant une différenciation granitique poussée. Cette signature minéralogique et géochimique laisse entrevoir un potentiel géoéconomique, notamment pour les minéraux industriels ou les métaux rares.

En conclusion, cette recherche a permis d'établir une première base descriptive et analytique des pegmatites de Nédroma, jusque-là peu étudiées en détail. Elle met en lumière la nécessité d'approfondir les investigations par des analyses géochimiques et géochronologiques, en vue de mieux comprendre l'évolution magmatique de la région et d'envisager la valorisation de ses ressources minérales.

CONCLUSION GENERALE

Références bibliographiques

- Abdelhalim, M. (1973). Étude pétrographique et structurale du massif de Nédroma. Mémoire de magistère, Université d'Alger.

- Cameron, E.N., Jahns, R.H., McNair, A.H., & Page, L.R. (1949). Internal structure of granitic pegmatites. Geological Survey Professional Paper 255, U.S. Geological Survey.

- Černý, P. (1991a). Rare-element granitic pegmatites. Part I: Anatomy and internal evolution. Geoscience Canada, 18(2), 49–67.

- Černý, P., & Ercit, T.S. (2005). The classification of granitic pegmatites revisited. The Canadian Mineralogist, 43(6), 2005–2026.

- Černý, P., Blevin, P.L., Cuney, M., & London, D. (2005). Granite-related ore deposits. Economic Geology 100th Anniversary Volume, 337–370.

- Fenn, P.M. (1977, 1986). Experimental studies on pegmatite genesis. Geochimica et Cosmochimica Acta, various volumes.

- Gentil, L. (1903). Premières observations géologiques des Monts des Traras. Bulletin du Service de la Carte Géologique de l'Algérie.

- Guardia, P. (1967). Identification de la présence du Silurien dans les séries primaires des Traras. Service Géologique de l'Algérie.

- Guardia, P. (1970–1975). Thèse de référence sur la géologie de l'Oranie nord-occidentale. Université d'Alger (non publiée).

- Jahns, R.H., & Burnham, C.W. (1969). Experimental studies of pegmatite genesis. Economic Geology, 64(8), 843–864.

- Landes, K.K. (1933). Classification des pegmatites basée sur la complexité minéralogique. Economic Geology, 28(7), 567–589.

- London, D. (2008). Pegmatites. Canadian Mineralogist Special Publication 10, 347 pp.

- London, D., Morgan, G.B., & Wolf, M.B. (1989). Viscosity of pegmatite-forming melts. Contributions to Mineralogy and Petrology, 102, 1–17.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- London, D. (2014, 2018). Pegmatites: Scientific and industrial significance. Unpublished lectures and reviews.

- London, D., & Morgan, G.B. (2017). Experimental simulation of miarolitic pegmatites. Journal of Petrology, 58(3), 539–568.

- Manning, D.A.C. (1981). The effect of fluorine on liquidus phase relationships in the system Qz–Ab–Or with excess water. Contributions to Mineralogy and Petrology, 76(2), 206–215.

- Müller, A., Romer, R.L., & Pedersen, R.B. (2018). The geochemical signature of rare-metal pegmatites. Ore Geology Reviews, 95, 479–491.

- Rubin, A.M. (1995). Propagation of magma-filled cracks. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 23, 287–336.

- Sadran, G. (1958). Étude sur la tectonique des Traras dans le cadre du volcanisme néogène oranais. Bulletin du Service de la Carte Géologique de l'Algérie.

- Sardan, J. (1952). Analyse des roches cristallines de l'Oranie nord-occidentale. Annales des Mines et de la Géologie (Algérie).

- Simmons, W.B., Falster, A.U., & Webber, K.L. (2012). Pegmatite genesis: recent advances. Elements, 8(6), 421–426.

- Simmons, W.B., Webber, K.L., Falster, A.U., & Nizamoff, J.W. (2016). Pegmatite genesis: Recent advances and applications. Minerals, 6(3), 68.

- Trueman, D.L., & Černý, P. (1982). Exploration for rare-element granitic pegmatites. Geological Association of Canada, Short Course Notes, 8, 1–300.

- Vlasov, K.A. (1961). Geochemistry and mineralogy of rare elements. Pergamon Press, London

Liste des figures

Chapitre I : Généralités

Fig. 1 : vue générale sur localisation des Monts des Traras (In Benmahdi, 2012 modifiée).

Fig. 2 : Carte géologique des Monts des Traras (In Ameur, 1999 modifiée)

Fig. 3 : Cadre paléogéographique et géologique de l9Algérie nord-occidentale. (In. Ameur, 1999).

Fig. 4 : cadre structural des Monts des Traras d9après Guardia (1975) modifie par Ameur (1999).

Fig. 5 : Carte d'échantillonage de la region de NEDROMA

Fig. 6 : Confection des lames minces.

Chapitre II : Cadre géologique

Fig. 7: Schémas approximatifs des évènements du primaire et secondaire à Nedroma et Fellaoucéne. (D'après ZERROUKI Chaouki 2012).

Fig. 8 : Colonne Lithostratigraphique du socle et couverture du massif de Nedroma (d'après Abdelhalim 1973, Guardia1975, et Ameur 1988)

Chapitre III : présentation du granite de Nedroma

Fig. 9 : bordure N du massif : de gros blocs de conrnéene sont amballis dans le granite (D'aprés abdelhalim, 1973)

Fig. 10 : bordure E du massif : apophyses du granite et recoupage de l'ancaissant (D'aprés abdelhalim, 1973)

Chapitre IV : Pétrographie de pegmatites (étude macroscopique et microscopique)

Fig. 11: Affleurement de filon quartz et filon de feldspath de douar el hadjra.

Fig .12: Filon de Quartz de fellaoucen**.**

Fig .13: Filons de quartz de stor.

Fig 14: Quartz de Fellaoucen.

Fig 15: Quartz de douar el hadjra.

Fig. 16: Filon de aplite de douar el hadjra.

Fig .17: Filon de aplite

Fig. 18: Filon de aplite a grain fin.

Fig. 19 : Aplite de nedroma avec filonet de tourmaline.

Fig. 20 : Traces de dendrites de manganese dans un aplite.

Fig. 21: Élément granitique de Ain kbira.

Fig. 22: Élément granitique de stor.

Fig. 23: Echantillan representatif de Granite de ain kbira.

Fig. 24: Filon pegmatitique.

Fig. 25: Filon de pegmatite.

Fig. 26: Intersection de Filon de pegmatite avec des filons de quartz.

Fig. 27: Nodule Pegmatitique.

Fig. 28 : Pegmatite granitique

Fig. 29 : Pegmatite.

Fig. 30 : Biotite deformé.

Fig. 31 : Amas de Biotite (E1) LN x5

Fig. 32 : Biotite (E1) LNx10

Fig. 33 : Muscovite (E3) LP x5

Fig. 34 : Muscovite (E3) LN x5

Fig. 35 : Association graphique feldspath perthitique et quartz LPA X5

Fig. 36 : Quartz (E1) LP x5

Fig. 37 : Quartz (E1) LN x5

Fig. 38 : Quartz avec Biotite (E3) LP x5

Fig. 39 : Quartz avec Biotite (E3) LN x5

Fig. 40 : Inclusion de quartz et de plagioclase dans un grand cristal de plagioclase altéré en séricite LN x10

Fig. 41 : Plagioclase (E2) LN x5

Fig. 42 : Plagioclase (E2) LP x5

Fig. 43 : Plagioclase séricitisé LP x5

Fig. 44 : Plagioclase séricitisé LN x5

Fig. 45 : Inclusion de qurtz en forme de flèche LN X20

Fig. 46 : Plagioclase et Quartz (LP x5)

Fig. 47 : Plagioclase et Quartz (LN x5)

Fig. 48 : Plageoclase et Quartz (E2) LN x5

Fig. 49 : Plageoclase et Quartz (E2) LP x5

Fig. 50 : Tourmaline (E2) LP x5

Fig. 51 : Tourmaline (E2) LN x5

Fig. 52 : Inclusion opaque LN x5

Fig. 53 : Inclusion opaque LPA x5

Fig. 54 : Inclusion opaque LN x5

Fig. 55 : Inclusion opaque LPA x5

Chapitre V : Gitologie et classification de pegmatite

Fig.56 : Tableau récapitulatif des classes primaire de Cerny (cerny 2005)

Fig.57 : Schéma comparatif des pegmatites a éléments rares .

Fig.58: Schéma récapitulative de classification de cerny (par London 2008)

Fig.59 : Schéma récapitulative de pegmatites granitiques (Müller et al , 2018)

Fig.60 : Classification de 10 phases de pegmatites (par Muller et al 2018) selon composition et température.

Fig. 61: Diagramme block idéal illustrant emplacement des pegmatites

Fig.62 : Modèle schématique de fluides magmatiques transportant de matériaux intracrustal des pegmatites granitiques (Lu Huanzhang et al.1997).

Fig. 63 : Schéma montrant zonation de pegmatite

Fig. 64 : graph de taux de croissance dans les pegmatites (fenn 1977, 1986, london et al 1989)

Fig.65 : Modèles schématique des zonations internes de pegmatites (london et al 2014).

Liste des tableaux

Tableau 1: Tableau récapitulatif des hypothèses de classification des pegmatites de Nadrouma