



HAL
open science

Caractérisations et modèle de formation du gisement de Talc de Nkob (Anti-Atlas marocain)

Adil Chatir

► To cite this version:

Adil Chatir. Caractérisations et modèle de formation du gisement de Talc de Nkob (Anti-Atlas marocain). Sciences de la Terre. Université Paul Sabatier - Toulouse III; Université Chouaïb Doukkali (El Jadida, Maroc), 2022. Français. NNT : 2022TOU30078 . tel-03770342

HAL Id: tel-03770342

<https://theses.hal.science/tel-03770342v1>

Submitted on 6 Sep 2022

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



THÈSE

En vue de l'obtention du **DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE TOULOUSE**

Délivré par l'Université Toulouse 3 - Paul Sabatier

Cotutelle internationale: Université Chouaib Doukkali

Présentée et soutenue par

Adil CHATIR

Le 13 mai 2022

**Caractérisations et modèle de formation du gisement de Talc de
Nkob (Anti-Atlas marocain)**

Ecole doctorale : **SDU2E - Sciences de l'Univers, de l'Environnement et de
l'Espace**

Spécialité : **Sciences de la Terre et des Planètes Solides**

Unité de recherche :

GET - Géosciences Environnement Toulouse

Thèse dirigée par

Julien BERGER et Ezzoura ERRAMI

Jury

M. Philippe BOULVAIS, Rapporteur

M. Nasrddine YOUBI, Rapporteur

Mme Bénédicte CENKI-TOK, Examinatrice

M. Abdelkhalek ALANSARI, Examineur

M. Jerome GANNE, Examineur

M. Julien BERGER, Directeur de thèse

Mme EZZOURA ERRAMI, Co-directrice de thèse

M. Abdellatif JOUHARI, Président

THÈSE

En vue de l'obtention du

Doctorat

En : Sciences et Technologies
Spécialité : Pétrologie - Métamorphisme – Ressources Minérales

Présentée par : Adil CHATIR

Caractérisations et modèle de formation du gisement de Talc de Nkob (Anti-Atlas marocain)

Soutenue publiquement le 13 Mai 2022
A la Faculté des Sciences d'El Jadida devant la commission d'examen :

M. Abdelatif Jouhari	PES – Faculté des Sciences, El Jadida	Président
M. Philippe Boulvais	Maitre de Conférences – Univ. de Rennes 1	Rapporteur
M. Nassrdine Youbi	PES – Faculté des Sciences Semlalia, Marrakech	Rapporteur
Mme Benedicte Cenki-Tok	Maitre de Conférences – Univ. De Montpellier	Examinatrice
M. Jérôme Ganne	Directeur de Recherche (IRD), GET Toulouse	Examineur
M. Abdelkhalek Al Ansari	PES – Faculté des Sciences Semlalia, Marrakech	Examineur
M. Julien Berger	Maitre de Conférences - UPS, Toulouse	Codir. de thèse
Mme Ezzoura Errami	PES – Faculté Polydisciplinaire de Safi UCA	Dir. de thèse
M. Mohamed Boutaleb	PES – ENIM Rabat	Invité
M. Nasser Ennih	PES – Faculté des Sciences, El Jadida	Invité

" إِنْ أُرِيدُ إِلَّا الْإِصْلَاحَ مَا اسْتَطَعْتُ وَمَا تَوْفِيقِي إِلَّا بِاللَّهِ عَلَيْهِ تَوَكَّلْتُ وَإِلَيْهِ أُنِيبُ ... "

« Je ne veux que la réforme, autant que je le puis. **Et ma réussite ne dépend que d'Allah.** En Lui je place ma confiance, et c'est vers Lui que je reviens repentant. »

Avant-propos

Cette thèse, en cotutelle entre l'Université Chouaib Doukkali, Faculté des Sciences d'El Jadida et l'Université Paul Sabatier de Toulouse a été réalisée entre 2019 et 2022 principalement au sein des équipes de Géodynamique, Géo-Education et Patrimoine Géologique (EGGPG) du département de Géologie de la Faculté des Sciences d'El Jadida et de Terre Interne - Lithosphère (TIL) du Laboratoire Géosciences Environnement Toulouse. Elle a été codirigée par Nasser ENNIH (Université Chouaib Doukkali El Jadida) du côté marocain et Julien BERGER (Université Paul Sabatier Toulouse) du côté français. En outre, elle a été financée par les programmes suivants : Bourse Toubkal/19/90 N° 41357ZB dans le cadre du Partenariat Hubert Curien (Coopération Franco-Marocaine) et TELLUS 2020 (INSU France).

Résumé

Le gisement de talc de Nkob, situé dans la boutonnière de Siroua de l'Anti-Atlas central, est encaissé par les formations métasédimentaires du Groupe de Taghdout dans l'auréole de contact du granite édiacarien d'Amassine. Il consiste en une alternance stratifiée de marbres verts riches en serpentine, de marbres dolomitiques noirs, de talcites et de phlogopitites (éventuellement rétrogradés en chlorites), le tout enclos dans des métapélites à andalousite et des quartzites.

Deux stades métamorphiques principaux ont été définis pour la formation des marbres et des talcites : (1) un stade à haute température s'est produit dans des conditions de faciès amphibolite ($> 500^{\circ}\text{C}$). L'augmentation de la température pendant la mise en place du granite a conduit à la formation d'assemblages contenant de la forstérite, de la trémolite et de la phlogopite (\pm diopside) dans les marbres, ainsi que la formation de marbres dolomitiques purs, dépendant de la nature du protolithe pré-métamorphique, et la distribution de la température dans l'auréole de l'intrusion. Ce stade à haute température est également caractérisé par la croissance de porphyroblastes d'andalousite dans les métapélites entourant le gisement. (2) Un stade hydrothermal rétrograde à basse température caractérisé par l'infiltration d'un fluide aqueux riche en silice (vraisemblablement dérivé du pluton). Il s'est produit dans des conditions de faciès schiste vert ($< 520^{\circ}\text{C}$). Ce stade a généré la formation de silicates hydratés, principalement de la serpentine et du talc (+ calcite). La formation de ces minéraux silicatés hydratés, a eu lieu à l'intérieur des roches (le long des limites des grains) ou à l'intérieur des veines. Le talc s'est formé par deux processus au sein du gisement de Nkob : le talc aciculaire dans les talcites près du granite s'est formé après la décomposition de la trémolite dans une

gamme de température de 350 à 500°C, tandis que le talc tabulaire dans l'auréole externe s'est formé par réaction entre la dolomite et les fluides aqueux siliceux à des températures inférieures à 350°C.

Les marbres verts (et noirs-verts) dérivent de dolomies siliceuses affectées par des interactions avec des fluides aqueux riches en silice, tandis que les marbres noirs dérivent de dolomies pures (à légèrement siliceuses). Les couches de talcrite ont également été affectées par des circulations hydrothermales similaires en H₂O et Si mais leur précurseur dolomitique contenait probablement une fraction plus importante de silicates détritiques. De nouvelles données géochronologiques indiquent une mise en place du granite d'Amassine vers 601 Ma, et des âges allant de 1.70 à 3.0 Ga pour la population des zircons détritiques des métapelites du Groupe de Taghdout. Bien que nous ne disposions pas d'une datation directe de la minéralisation, les datations ⁴⁰Ar/³⁹Ar sur les muscovites séparées de deux échantillons de cornéennes à andalousite situées dans l'auréole du granite, donnent des âges de 592 ± 2 et 591 ± 3 Ma.

Les datations ⁴⁰Ar/³⁹Ar d'hornblende séparée d'un échantillon d'amphibolite, documentent des âges apparents (380-457 Ma) correspondant probablement à une réouverture du système isotopique au cours du Paléozoïque. L'intégration de l'ensemble de ces résultats dans le contexte anti-atlasique régional, met en évidence l'importance de l'événement magmatique felsique post-collisionnel ayant lieu durant l'Ediacarien pour la formation du gisement de talc de Nkob.

Cependant, bien que la majorité des gisements associés à cet événement soient formés vers l'Ediacarien terminal, le gisement de talc de Nkob, quant à lui, apparaît plus précoce et reste associé au début de la mise en place de ce magmatisme (entre 600 et 603 Ma).

Enfin, les résultats obtenus durant ce travail fournissent des guides susceptibles d'orienter efficacement les futures campagnes d'exploitation.

Mots-clés : Anti-Atlas, Sirwa, Panafricain, marbre, talc, talc, serpentine, talc, métamorphisme de contact, hydrothermalisme.

Abstract

The Nkob talc deposit, located in the Siroua inlier (central Anti-Atlas), is hosted by the metasedimentary formations of the Taghdout Group in the contact aureole of the Ediacaran granite of Amassine. It consists of a stratified succession of green serpentine-rich marbles, black dolomitic marbles, talcites and phlogopitites (eventually retrogressed into chloritites) enclosed within andalusite metapelite and quartzite.

Two main metamorphic stages have been defined for the formation of the marbles and talcites: (1) high-temperature recrystallization occurred under amphibolite facies conditions ($>500^{\circ}\text{C}$). Temperature increases during granite emplacement led to the formation of forsterite, tremolite, phlogopite (\pm diopside) bearing assemblages in siliceous marbles and to transformation of dolomitic (calcite-free) marbles from pure dolostones. This high temperature stage is also characterized by the growth of andalusite porphyroblasts in the metapelites surrounding the deposit. (2) A low temperature retrograde hydrothermal stage characterized by the reactive infiltration of aqueous silica-rich fluid (presumably derived from the granitic body), occurred in greenschist facies conditions ($<520^{\circ}\text{C}$). Hydrous silicate minerals, mostly serpentine and talc (+ calcite), were formed during this stage within the rocks (after fluid infiltration along grain boundaries) or within veins (marking channeled fluid circulation). Talc formed by two processes at Nkob: acicular talc near the granite formed after the breakdown of tremolite in a temperature range of 350 to 500°C , while tabular talc in the external aureole formed via reaction between dolomite and siliceous-aqueous fluids in temperatures below 350°C . The green (and black-green) marbles derive from siliceous dolomites affected by interactions with silica-rich aqueous fluids, whereas the black marbles derive from pure

(to slightly siliceous) dolomites. The talcitic layers were also affected by similar hydrothermal H₂O and Si circulations but their dolomitic precursor probably contained a higher fraction of detrital silicate.

New geochronological data indicate emplacement of the Amassine Granite at ca. 601 Ma, and ages ranging from 1.70 to 3.0 Ga for the detrital zircon population of the Taghdout Group metapelites. Although direct dating of the mineralization is not available, ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of separate muscovites from two metapelite samples located in the granite aureole yield ages of 592 ± 2 and 591 ± 3 Ma. The ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of hornblende separated from an amphibolite sample, provides apparent ages (380-457 Ma) probably corresponding to a reopening of the isotopic system during the Paleozoic. The integration of all these results in the regional anti-atlasic context, highlights the importance of the post-collisional felsic magmatic event occurring during the Ediacaran period for the formation of the Nkob talc deposit. However, although most of the deposits associated with this event were formed around the end of the Ediacaran, the Nkob talc deposit appears earlier and remains associated with the beginning of the emplacement of this magmatism (between 600 and 603 Ma).

Finally, results obtained during this work provide guidelines that can effectively orient future mining campaigns.

Keywords: Anti-Atlas, Sirwa, Pan-African, marble, talcitic, serpentine, contact metamorphism, hydrothermalism.

Remerciements

Toutes ces années de travail sur cette problématique scientifique furent ponctuées de nombreuses rencontres, de personnes qui, d'une manière ou d'une autre, ont chacune contribué à faire bien aboutir ce travail. Je tiens ici à les remercier en espérant de n'oublier personne.

Je tiens avant tout à remercier les deux personnes sans qui cette thèse n'existerait pas, **Nasser Ennih** et **Julien Berger**. Je vous remercie tous deux de m'avoir proposé ce sujet de thèse et su m'accorder votre temps, confiance et expérience, ainsi que votre patience face à mes questions incessantes. Vos portes de bureaux toujours grandes ouvertes témoignent bien de votre grande disponibilité. Merci pour ces très nombreux échanges (pas toujours d'ordre géologique) : Pour toute question, vous aviez une réponse ; Pour toute réponse, bien sûr d'autres questions... Merci à vous deux de votre franchise et votre grande sympathie. J'ai beaucoup appris à vos côtés. Je vous remercie également pour les efforts déployés dans la mise en place de la thèse cotutelle.

Mes remerciements et ma gratitude vont particulièrement à Mr le Professeur **Mohamed Boutaleb** qui a toujours soutenu les géologues et la géologie ; Depuis ma première visite à Nkob, vous m'aviez permis et facilité l'accès à la mine et aussi auprès des autorités communales du douar. Merci aussi pour tous vos conseils et réponses aux questions à chaque fois qu'on était ensemble sur le terrain. Sans vous Mr le Professeur Mohamed Boutaleb ce travail n'aurait simplement pas pu se réaliser. Mes vifs remerciements s'adressent également au Professeur **Hervé Diot** de l'Université La Rochelle de m'avoir fait profiter de ses connaissances sur la géologie, lors des missions de terrains sur le Sirwa. Merci Professeur Hervé Diot pour ton aide et tes conseils. Ta contribution a été d'un grand apport dans la valorisation et l'interprétation des données structurales. Encore une fois, merci infiniment à vous deux, Prof. **Boutaleb** et **Diot** ce fût un réel plaisir d'apprendre et de travailler avec vous.

J'aimerais en particulier remercier Mme **Ezzoura Errami** directrice de l'EGGPG, équipe à laquelle je suis rattaché. Vos conseils et remarques de professeur mais aussi de tutrice, ainsi que votre soutien moral infini m'ont beaucoup aidé à travers toutes ces années d'élaboration de ce travail. Madame **Errami**, je ne vous remercierai jamais assez pour votre sympathie.

Je remercie très sincèrement **Nassrdine Youbi** et **Philippe Boulvais** d'avoir accepté d'être rapporteurs de ce travail, et remercie également tous les membres du jury qui ont pris le temps de lire ce manuscrit de thèse et de juger ce travail.

Un spécial Merci à toi **Antoine Triantafyllou** de faire partie, dès que possible, des missions de terrains sur les massifs anti-atlasiques. Ton aide a été particulièrement précieuse sur le terrain, au sein du laboratoire et aussi pour l'interprétation et la valorisation des différents résultats. *Shoukrane Khouya !* Il y aura toujours une Rfissa si tu es de passage au Maroc pour travail ou en famille. Et comme t'as toujours dit : quoi qu'il arrive « *Makinch Mouchkil* ». Merci également à toi **Florent Hodel** pour ces moments passés sur le terrain et de ton immense gentillesse et bon accueil au GET. J'espère regouter de ton délicieux gratin et j'espère te revoir ainsi que Floriane au Maroc prochainement.

Merci à toi **Philippe de Parseval**. Toutes ces discussions autour de la microsonde électronique, tes conseils, ton aide, ta sympathie et surtout ton encouragement n'ont fait que tirer le chariot de cette thèse vers l'avant. Un grand Merci.

Un grand merci au Professeur Mr **Abdelmohsine Aghzer** à qui j'ai un grand respect. Merci de m'avoir consacré de votre temps et d'avoir partagé avec moi de votre riche savoir en Métamorphisme. Depuis le début de cette thèse, vos remarques très pertinentes m'ont beaucoup aidé à la réalisation et l'amélioration de ce travail. Merci.

Merci à tous **les enseignants** de la Faculté des Sciences d'El Jadida, spécialement les enseignants du Département de Géologie pour leur aide scientifique, leur encouragement et leur sympathie.

Merci aussi à tous les membres du laboratoire **GET** au sein duquel j'ai passé trois superbes années. Une pensée particulière à tous les membres de l'équipe TIL sans exception. Il a été vraiment très agréable de travailler dans une équipe où la bonne entente et la bonne humeur ne sont jamais absentes.

Un Merci spécial à **Jérôme Ganne** qui en plus du soutien moral, m'a aidé à m'octroyer une bourse de l'IRD me permettant de me déplacer à Toulouse et réaliser certaines analyses en dehors de mon séjour officiel.

Je tiens à apporter un remerciement chaleureux à tous ceux qui ont contribué à l'acquisition des données analytiques indispensables à la réalisation de ma thèse. Grand merci à **Mounir Driss** d'El Jadida, et **Haj Omar** de Marrakech pour la réalisation des lames minces et lames minces polies. Merci à **Fabienne de Parseval** qui a fait un travail exceptionnel en réalisant des sections et lames minces polies surtout celles contenant du talc au GET. Merci à **Thierry Aigouy** pour les analyses au MEB et pour les discussions géologiques mais aussi éco-politiques. Merci à toi **Ludovic Menjot** pour toute ton expertise apportée pour l'analyse DRX et aussi ta gentillesse et ton accueil chaleureux. Je tiens notamment à remercier **Olivier Bruguier** et **Patrick Monié** (Université Montpellier II) pour la supervision des analyses géochronologiques.

A qui le tour ?

A mes collègues docteurs et doctorants du département de Géologie de la Faculté des Sciences d'El Jadida, Merci pour votre aide ainsi que l'ambiance familiale : **Amal, Ayoub, Adnane, Abdelouahed, Amine, Ali, Anas, Fatima Ezzahra, Hasnaa, Hiba, Houcin, Imane, Mehdi, Omar, Oumaima, Saber, Soukaina, Taha, Youssef & Youssef, et Zahra, ...** Je vous dédie ce travail. Merci également à mes autres collègues doctorants et docteurs des autres départements de l'Université Chouaib Doukkali : **Mostapha, Fatima, Bouchra, ...**

A toi **Ilyass Berrada** qui m'a aidé depuis le premier jour où j'ai mis le pieds au Labo, que ça soit avec le Corel, l'Arcgis... ou bien pour les séances de concassage et broyage... A toi **Mohamed Bouchkara** de m'avoir accompagné sur les montagnes de l'Anti-Atlas et de m'avoir aidé à transporter ces sacs à dos et cartons remplis de plusieurs kilos de cailloux..., et à toi **Jamal El Kabouri** pour ces moments passés sur le Siroua et toutes ces discussions autour de la Géologie de l'Anti-Atlas ! Merci *khoutii* !

A tous les doctorants et les docteurs du GET ! Merci pour l'accueil et pour cette ambiance agréable que vous avez créée. Merci : **Juraj, Jacques, Mohamed, Steven, Anissa, Inès & Clément, Gaétan, Rim, Martin, Camila, Kassem, Sofia, Rémi, Artiom, Clément, Vianney, Javier, Moussa, Noé**, et à tous ceux et celles dont le nom m'échappe...

Et ensuite, il y a l'Anti-Atlas avec ses souvenirs impérissables. Un grand merci aux **familles des Douars de Nkob et d'Amassine** pour leurs hospitalités et leur bon accueil durant les missions de terrains. Un merci spécial à Mr **Amghar** Cheikh des douars de m'avoir accueilli chez lui à chaque fois que je mettais le pieds à Nkob et de m'avoir facilité le travail sur la région. Merci aux agents de sécurité de la mine de Nkob, **Si Hassane, Si Lahcen** et **Si Abderrahmane** pour leur gentillesse et bonne humeur.

Qui d'autres encore ?

Mes vifs remerciements s'adressent à toute **la famille BERGER** qui m'a très aimablement accueillie dans sa maison à Escalquens. Mme **Valérie** merci de votre chaleureux accueil et surtout merci pour la collection de films. Au plaisir de vous voir au Maroc bientôt.

Je ne peux oublier de remercier une personne très spéciale pour moi, Mr **Mohamed Laanaya**. Vous m'aviez accordé votre temps et m'aviez aidé depuis mon enfance. Merci et j'espère que vous êtes fier de moi Si Mohamed.

Moussâb El Gharbaoui, je sais que t'es fier de moi grand frère, que t'es fier d'avoir un frère docteur en géologie. Je suis aussi fier d'avoir un frangin combattant. Ceci est une immense pensée à toute la famille El Gharbaoui.

Merci à toi **Oussama Etahiri** de m'avoir accueilli et hébergé chez toi à Toulouse, ainsi que pour ton aide et ta disponibilité à chaque fois que j'avais besoin de toi, en espérant que tu me pardonneras pour tout le casse-tête que je t'ai causé Frère !

Et puis, il y a tous ceux et celles avec qui j'ai partagé une partie ou la totalité du chemin, qui m'ont permis de tenir durant toutes ces marées basses de la thèse et m'ont aidé à tenir debout. **Adila N., Amal B., Badr B., Benjy B., Diana W., Esaie R., Hajar E., Maria B., Maroine S., Maryem H., Naima C., Shaïma K., Touchain A., Wijdane I., Zied B., ...** Merci.

A toi avec qui j'ai partagé tous ces moments de joies et de peines ! *Toi **Bentii Rihab**, marocaine fille de la marocaine !* Merci de m'avoir encouragé, aidé, supporté et de t'être confrontée à toutes mes crises de nerfs ... Au plaisir de goûter à tes délices, surtout les non *Healthy* ! Tout ceci t'est dédié ...

À mes très chers parents **Abdellah et Zohra** à qui je serai toujours reconnaissant. **Père, Mère**, vous avez toujours tout fait et tout donné pour nous. Rien n'aurait été possible sans vous. Vous êtes tout simplement mes meilleurs soutiens. Merci, je vous aime.

À mes très chers frères et sœurs : **Maryem, Fatima Ezzahra, Youssef, Hassane, Houssine** et surtout **Si Othmane**. Je n'oublierai jamais votre soutien.

A vous tous, Merci !

Ce manuscrit est dédié à mes parents **ABDELLAH CHATIR** et **ZOHRA ATFAOUI**.

Sommaire

RÉSUMÉ.....	III
ABSTRACT.....	VI
REMERCIEMENTS	IX
SOMMAIRE.....	XV
LISTE DES FIGURES	XII
INTRODUCTION GÉNÉRALE	1
I. Problématique scientifique et objectifs de l'étude.....	3
II. Etat de l'art.....	5
1. Généralités sur le talc	5
1.1. Le talc : entre popularité et controverse	5
1.2. Le talc : utilisations.....	7
1.3. La production de talc dans le monde.....	7
1.4. Structure du talc.....	8
1.5. La chimie du Talc	9
1.6. Formation du talc	10
a. Les types de gisements de talc.....	11
b. Stabilité du talc.....	13
2. Les minéralisations anti-atlasiques.....	17
2.1. Les gisements liés à la phase d'extension tardi-néoprotérozoïque.....	18
2.2. Les gisements à caractère polyphasé.....	19
III. Structuration de la thèse.....	20
CHAPITRE I : CONTEXTE GÉOLOGIQUE	23
I. Introduction.....	25

II. Les principaux domaines structuraux au Maroc	25
III. Le Craton Ouest Africain.....	27
IV. La chaîne de l'Anti-Atlas : la bordure nord du Craton Ouest Africain.....	29
1. Lithostratigraphie du Précambrien de l'Anti-Atlas	30
1.1. Le domaine pré-panafricain	32
a. Le socle paléoprotérozoïque.....	32
b. La marge passive pré-panafricaine : le Groupe de Taghdout-Lkest.....	32
c. La suite d'Ifzwane-Toudma	35
1.2. Le cycle cryogénien – panafricain	35
a. Le Groupe de Bou Azzer (la séquence ophiolitique).....	35
b. Le Groupe d'Iriri (les formations d'arc magmatique).....	37
1.3. La fermeture du domaine océanique : dépôts et magmatisme post-collisionels (630 – 545 Ma)	38
a. Le Groupe du Saghro (630-604 Ma)	39
b. Le Groupe de Bou Salda (571-567 Ma)	40
c. Le Groupe d'Ouarzazate (567-545 Ma)	41
1.4. Dépôt de sédiments vers la fin de l'Édiacarien et le début du Cambrien (Groupe de Tata et de Taroudant)	41
2. Evolution géodynamique de l'Anti-Atlas durant le Précambrien.....	42
3. Orogénèse hercynienne.....	49
V. La boutonnière de Sirwa	50
CHAPITRE II : MÉTHODES ET TECHNIQUES ANALYTIQUES	55
I. Echantillonnage	57
II. Pétro-minéralogie.....	58
1. La microscopie optique.....	59
2. La Diffraction des Rayons X (DRX)	59
3. La microsonde électronique	61

4.	Spectrométrie d'émission ICP-OES	64
III.	Géochronologie des roches	64
1.	La datation U-Pb.....	64
1.1.	Caractéristiques physiques et chimiques des zircons	64
1.2.	Préparation de l'échantillon et extraction des zircons.....	65
1.3.	Imagerie par cathodoluminescence (CL) optique.....	69
1.4.	Analyse des zircons par LA-ICP-MS.....	70
2.	La datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	71
2.1.	Introduction.....	71
2.2.	La méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	72
2.3.	Principes.....	72
2.4.	Préparation de l'échantillon et technique d'analyse.....	73
CHAPITRE III : CARACTÉRISATIONS LITHOSTRATIGRAPHIQUE, PÉTROGRAPHIQUE ET STRUCTURALE		77
I.	Secteur d'étude : la zone de Nkob.....	79
II.	Cartographie lithologique	80
1.	Les formations du Groupe de Taghdout	84
1.1.	Les basaltes	85
1.2.	Les dolomies non métamorphisées	88
1.3.	Les métapélites	89
1.4.	Les roches du gisement de talc de Nkob	90
1.5.	Les quartzites.....	95
2.	La Suite d'Assarag	95
2.1.	La diorite de Tamtattarn.....	96
2.2.	Le granite d'Amassine.....	96
3.	Le Groupe de Ouarzazate.....	99

III. Caractérisation structurale	100
1. Analyse structurale du secteur d'étude.....	100
1.1. La stratification S_0	100
1.2. La schistosité principale S_1	103
1.3. Les failles.....	107
1.4. Les plis	109
1.5. La fracturation.....	111
2. Les éléments structuraux observable au sein du gisement de talc de Nkob	112
2.1. Les bandes de cisaillement	112
2.2. Les veines	114
a. Typologie.....	114
b. Relation veines-déformation	115
CHAPITRE IV : MÉTAMORPHISME, CARACTÉRISATION PÉTRO-MINÉRALOGIQUE ET APPROCHE THERMODYNAMIQUE.....	119
I. Pétrographie des roches du gisement et aspect textural des minéraux	121
1. Roches sédimentaires et métasédimentaires	121
2. Les veines	130
3. L'amphibolite	133
II. Le métamorphisme au sein du secteur de Nkob.....	134
1. Caractérisation métamorphique.....	134
2. Les isogrades métamorphiques.....	134
2.1. Zone à olivine.....	135
2.2. Zone à serpentine	135
2.3. Les autres isogrades.....	135
III. Chimie des phases minérales.....	135
1. Les roches du gisement.....	136

1.1.	Carbonates.....	136
1.2.	Talc.....	136
1.3.	Olivine.....	138
1.4.	Pyroxène.....	138
1.5.	Serpentine.....	139
1.6.	Trémolite.....	139
1.7.	Phlogopite.....	140
1.8.	Chlorite.....	141
2.	Les métapélites de la zone de Nkob.....	142
2.1.	Les feldspaths.....	142
a.	Les feldspaths potassiques.....	142
b.	Les plagioclases.....	142
2.2.	Muscovite.....	143
2.3.	Biotite.....	145
2.4.	Chlorite.....	147
3.	L'amphibolite.....	148
3.1.	Les amphiboles.....	148
3.2.	Les plagioclases.....	149
IV.	Estimation des conditions P-T-X _{CO2}	150
1.	Géothermobarométrie conventionnelle :.....	151
1.1.	Géothermométrie sur chlorite.....	151
1.2.	Résultats.....	152
2.	La modélisation pétrogénétique.....	152
2.1.	Le diagramme T-XCO ₂	152
2.2.	Les pseudosections (P-T).....	153
2.3.	Résultats.....	154

CHAPITRE V : ÉTUDE GÉOCHRONOLOGIQUE.....	175
I. Introduction.....	177
II. Géochronologie U/Pb sur zircon	178
1. Les zircons du granite d'Amassine.....	178
2. Les zircons détritiques des métapélites	181
III. Géochronologie $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	186
1. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur muscovites	186
2. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur amphiboles.....	188
IV. Interprétations des résultats.....	190
CHAPITRE VI : SYNTHÈSE ET DISCUSSION GÉNÉRALE	193
I. Le gisement de talc de Nkob : cas d'un gisement de talc encaissé par les carbonates magnésiens dans l'auréole d'un granite	195
1. Protolithes des différentes lithologies.....	195
2. Un gisement de talc situé dans une auréole de métamorphisme.....	199
II. Les conditions P-T-XCO ₂ et réactions de formation de la minéralisation talquée à Nkob et des minéraux associés.....	202
III. Age des transformations métamorphiques à l'origine du talc dans le secteur de Nkob : implications pour la métallogénie de l'Anti-Atlas	207
1. Chronologie de la formation de la minéralisation talquées	207
2. Intégration des données géochronologiques dans les contextes géodynamique et métallogénique régionaux	208
IV. Modèle de formation et spécificités du gisement de Nkob	213
V. Implications pour l'exploitation minière.....	219
CONCLUSIONS GÉNÉRALES ET PERSPECTIVES	223
I. Conclusions générales	225
II. Perspectives	226
RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES	231

ANNEXES276

Liste des figures

Introduction générale

Figure 1 : Publicité pour la poudre pour bébé de Johnson, mars 1970.....	6
Figure 2 : Structure cristalline du talc (Camara, 2003).....	9
Figure 3 : (a) diagramme chémographique d'un système de dolomie siliceuse (dans Bucher et Grapes, 2011). Les marbres dolomitiques correspondent aux les champs 1a, 1b et 1c, alors que les champs 2a et 2b définissent les marbres calciques. (b) diagramme chémographique du système CaO-MgO-SiO ₂ -H ₂ O-CO ₂ montrant la position des roches ultramafiques et les phases minérales associées.....	13
Figure 4 : Diagramme de composition T-XCO ₂ (à une pression totale de 2000 bars) définissant la stabilité des assemblages minéraux dans le système CaO-MgO-SiO ₂ -H ₂ O-CO ₂ (Trommsdorff & Evans, 1977).....	15
Figure 5 : Diagramme de composition modale en fonction de la température à une pression de 1kbar montrant l'évolution d'une dolomie siliceuse durant un métamorphisme de contact (dans Bucher et Grapes, 2011).....	16
Figure 6 : Localisation des principales mines du domaine anti-atlasique (D'après Gasquet et al., 2008 ; modifiée par Mouttaqi et al., 2011).	17

Chapitre 1

Figure I-1 : A : Carte géologique de l'Afrique de l'Ouest (modifiée d'après Fabre, 2005 ; Liégeois et al., 2005 ; Ennih and Liégeois, 2008). B : Carte des grandes provinces géologiques du Maroc (modifiée d'après Saadi, 1982).	27
---	----

Figure I-2 : Carte géologique du Craton Ouest Africain (CAO) (d'après Peucat et al., 2005). Les limites du COA sont définies par les lignes tiretées noires et grises. Ces dernières se confondent avec la suture panafricaine.	28
Figure I-3 : Carte géologique de la ceinture de l'Anti-Atlas montrant les différentes boutonnières précambriennes (modifié d'après Gasquet et al., 2008).	30
Figure I-4 : Quelques structures sédimentaires caractéristiques des faciès proximaux de marges passives dans les formations quartzeuses du Groupe de Taghdout (boutonnière de Zenaga, Anti-Atlas central). (a) Rides de courant. (b) Stratifications obliques.	33
Figure I-5 : Modèle géodynamique du domaine panafricain de l'Anti-Atlas (Levresse (2001) modifié par Gasquet et al. (2005)).	46
Figure I-6 : Modèle d'évolution de la chaîne Anti-Atlasique pendant l'orogène panafricain selon une coupe Sud-Nord, (Thomas et al., 2002).....	47
Figure I-7 : Modèle de reconstruction géodynamique de la chaîne anti-atlasique pendant l'orogène panafricain selon Ennih et Liégeois (2001).....	48
Figure I-8 : Carte géologique de la partie sud de la boutonnière de Siroua (modifiée d'après Thomas et al., 2002). L'étoile indique l'emplacement du gisement de talc de Nkob.	50
Figure I- 9 : Carte géologique simplifiée de la boutonnière de Sirwa (d'après Thomas et al., 2002).	51

Chapitre 2

Figure II-1 : Diffractomètre de rayons X Bruker D2 Phaser du GET.....	59
Figure II-2 : Microscope électronique à balayage (MEB) Jeol JSM 6360LV du Laboratoire Géosciences et Environnement de Toulouse (GET).	61
Figure II-3 : Schéma de principe d'une microsonde (Walker, 1999).	62

Figure II-4 : Microsonde électronique SXFive du Centre de micro-caractérisation Raimond Castaing" (Toulouse, France).	64
Figure II-5 : Illustration de certaines étapes de la séparation par liqueur dense. (A) Granules de carboglaces plongées dans le bain d'éthanol dénaturé afin de refroidir la solution. (B) Schéma retraçant les étapes nécessaires à la séparation par liqueur dense. (C) Dispositif de récupération des fractions légères et denses et du bromoforme propre.	67
Figure II-6 : (A) Séparateur magnétique (Frantz Isodynamic) en cours d'utilisation (pente 20°, contre-pente 10°) (B) Dispositif de récupération des fractions magnétiques et non-magnétiques (gravitaires) en bout de rampe. (C) Dispositif de montage du plot contenant les phases minérales d'intérêt (Cu : contenant cuivré du mélange époxy ; Al : papier aluminium recouvert d'un fin film de papier autocollant double-face à la surface duquel sont piégés les minéraux séparés).	68
Figure II-7 : Diagrammes Concordia pour les analyses U-Pb des zircons du standard GJ-1. .	71

Chapitre 3

Figure III-1 : Localisation la zone de Nkob sur une image satellitaire Google Earth. L'étoile indique l'emplacement du gisement de talc de Nkob.....	79
Figure III-2 : Carte géologique de la zone de Nkob.....	82
Figure III-3 : Coupes N-S au sein de la zone de Nkob. Les coupes traversent essentiellement les formations du Groupe de Taghdout intrudées par le granite d'Amassine.....	83
Figure III-4 : Colonne stratigraphique du Groupe de Taghdout dans la zone de Nkob.....	84
Figure III-5 : Planche photographique des aspects à l'affleurement des formations du groupe de Taghdout dans la zone de Nkob. (a) les basaltes (b) les dolomies non métamorphisées avec (c) des traces de stromatolites préservées. (d) métapélite à andalousite. (e) alternance de niveaux clairs riche en quartz et feldspath potassique et sombres à andalousite dans une métapélite vers	

l'Ouest de la zone de Nkob. (f) quartzites blancs vers le sommet de la série de la série de Taghdout..... 86

Figure III-6 : Planche photographique (en Lumière Polarisée Analyisée) montrant les caractéristiques pétrographiques des lithologies du Groupe de Taghdout dans la zone de Nkob.

(a) basalte. (b) Dolomie de Nkob non métamorphisée. (c) Dolomies oolithiques du Groupe de Taghdout (LPnA). (d) et (e) métapélites. (f) Quartzite. Abréviations : Pl : plagioclase, Ep : épidote, Opq : Opaques, Qz : quartz, Dol : dolomite, Ms : muscovite, Chl : chlorite, And : andalousite..... 87

Figure III-7 : Vue du contact tectonique entre les basaltes et les dolomies de la série de Taghdout dans la zone de Nkob. Le contact est marqué par des basaltes broyés. 89

Figure III-8 : Vue panoramique Sud-Ouest du gisement de talc de Nkob, avec les différentes unités géologiques affleurantes au sein de la zone de Nkob. Le gisement est en contact avec le granite d'Amassine au Nord-Ouest et recouvert en discordance par le groupe volcanique de Ouarzazate à l'Est. Notez la présence de dolomies non métamorphisées vers le Sud..... 91

Figure III-9 : Planche de photographie de terrain et échantillons provenant du gisement de talc de Nkob. (a) alternance de bancs de marbre, de talc et de phlogopitite au sein du gisement. (b) Echantillon de marbre dolomitique noir traversé par des veines blanches de calcite-talc. (c) Echantillon de marbre vert. (d) & (e) Veines de calcite-serpentine traversant un marbre noir pour former un marbre noir-vert. (f) Echantillon de talc. (g) Echantillon de phlogopitite. Les couches sombres sont riches en phlogopite alors que les couches claires verdâtres sont riches en chlorite. Abréviations : Cal : calcite, Dol : dolomite, Tlc : talc, Tr : trémolite, Ox. Py : pyrite oxydée, Srp : serpentine, Phl : phlogopite, Chl : chlorite, Ms : muscovite. 92

Figure III-10 : Photos illustrant les différents contacts du gisement de talc de Nkob avec les formations adjacentes. (a) contact du gisement avec les métapélites. (b) granite d'Amassine au contact du gisement vers le NW de la zone de Nkob. (c) Le gisement recouvert par les laves du

Groupe de Ouarzazate selon un contact par faille inverse. (d) Passage progressif d'une dolomie non altérée vers un marbre (et talcites) vers le sud du gisement.	94
Figure III-11 : (a) Vers le Nord de la zone de Nkob, les quartzites au sommet de la série de Taghdout reposent sur les métapélites. Notez la présence de carbonates intercalées localisées au sein de la zone de contact. (b) Ecailles de quartzites intercalés dans les métapélites selon un contact tectonique.	95
Figure III-12 : Intrusion du granite d'Amassine au sein de l'encaissant métapélitique (Groupe de Taghdout). (b) Aspect macroscopique du granite. Qz : quartz, Kfs : feldspath potassique, Pl : plagioclase.	97
Figure III-13 : Aspects microscopique du granite d'Amassine. (a) au contact avec le gisement. (b) vers l'extrémité Ouest de la zone de Nkob.	98
Figure III-14 : Contact entre les laves du Groupe de Ouarzazate et les formations du groupe de Taghdout.	100
Figure III-15 : Plans de stratifications S0 bien préservés dans les roches du secteur de Nkob. (a) dans les carbonates. (b) dans les quartzites.	101
Figure III-16 : Rosace des fréquences (a) des plans de stratification S0 et (b) plans de schistosité S1 dans la zone de Nkob.	102
Figure III-17 : Coupe transversale synthétique N-S à travers le gisement.	102
Figure III-18 : rosaces des directions des : (a) plans de stratifications (b) plans de cisaillement (c) plans de schistosité au sein du gisement de talc de Nkob.	103
Figure III-19 : (a, b) Illustration des plans de la schistosité (S1) affectant les roches de la zone de Nkob, (a) dans les carbonates et (b) dans les métapélites. (c, d) lames minces (LPA) de métapélites montrant les plans de schistosité S1 définis par l'alignement des micas. Notons	

l'aspect des porphyroblastes d'andalousite postérieures à la schistosité S1. Abréviations : Qz : quartz, Ms : muscovite, and : andalousite.....	104
Figure III-20 : Carte des trajectoires des plans S0-1 mesurés au sein du secteur de Nkob.	106
Figure III-21 : Planche photographique des différentes failles affectant le secteur de Nkob.	107
Figure III-22 : (a, b) miroirs de failles observées dans les formations de la zone de Nkob. Noter les stries et les "marches d'escalier" indiquant le mouvement relatif du bloc "absent". (c) stries de failles dans une métapélite montrant un double jeu.	108
Figure III-23 : Planche photographique (a, b, c) Panoramas des grands décrochements affectant le gisement de talc de Nkob. (d, e) failles à jeu senestre observées au sein du gisement causons la torsion des lithologies avec la formation de plis-failles.	109
Figure III-24 : Aspect à l'affleurement d'un plissement synschisteux observé dans une métapélite.	110
Figure III-25 : pli centimétrique irrégulier au sein du gisement. Les niveaux sombres correspondent à des phlogopitites.	111
Figure III-26 : Aspect des plis à l'approche du granite d'Amassine.....	111
Figure III-27 : Illustration des familles de fractures (Fr) NE-SW et N-S affectant les roches du secteur de Nkob et leur rapport avec les plans stratification S0. Dans (a), les plans de fractures (Fr) sont recoupés par les familles de failles NW-SE.....	112
Figure III-28 : Planche photographique des plans de cisaillements observés à l'échelle du gisement de talc de Nkob. (a, b) plans de cisaillement affectant les talcites avec formations de structure C/S. Notons la formation de boudins (B).	113
Figure III-29 : Planche photographique des cisaillements observés au sein des roches du gisement de talc de Nkob. (a, b) fabriques C/S au sein du talcité (LPnA).	114

Figure III-30 : Phénomènes d'Exsudation de quartz. (a) lentille de quartz au sein du gisement de talc de Nkob. (b) quartz exsudé et déformé dans les métapélites de Nkob.115

Figure III-31 : Planche photographique mettant le point sur la relation veines-déformation. (a) veine verdâtre de serpentine ne présentant aucun signe de déformation (LPA). (b) alignement des cristaux de talc dans une veine blanches 1 (LPA). (c) veine de calcite monominéral déformée. Noter la grande taille des plans de jumelages polysynthétiques déformés, ainsi que la croissance de petits grains sur les bordures (LPA). (d) veine de chrysotile déformée (LPA).
Abréviations : Cal : calcite, Dol : dolomite, Tlc : talc, Srp : serpentine, Ctl : chrysotile.....116

Chapitre 4

Figure IV-1 : carte géologique détaillée du gisement de talc de Nkob. La trace de la coupe transversale (Fig. III-17), l'emplacement de certains sites d'échantillonnage représentatifs (losanges) et d'isogrades sont indiqués.121

Figure IV-2 : Minéralogie des différentes roches du gisement de talc de Nkob déterminée après analyse DRX. Abréviations : Cal : calcite, Dol : dolomite, Tlc : talc, Srp : serpentine, Phl : phlogopite, Chl : chlorite, Ctl : chrysotile, Ol : olivine ; Tr : trémolite ; Qz : quartz.....122

Figure IV-3 : Images prises au MEB (en mode électrons rétrodiffusés) montrant les dolomies non métamorphisées de la zone Nkob. (a) Image MEB montrant l'association dolomite-quartz-illites dans les dolomies siliceuses vers le Sud du gisement. (b) Image MEB montrant des cristaux de feldspaths potassiques associés à la dolomite et au quartz. (c, d) images MEB d'une dolomie siliceuse préservée au sein du gisement. Abréviations : Dol : dolomite, Qz : Quartz, Ill : Illite, Kfs : feldspath potassique, Chl : chlorite.123

Figure IV-4 : Images MEB (en mode électrons rétrodiffusés) de marbres noirs. (a) Image MEB d'un marbre dolomitique noir. (b) Image MEB d'un marbre dolomitique noir montrant une zone

de réaction au sein de laquelle on observe la formation d'un assemblage calcite \pm talc \pm chlorite.

Abréviations : Dol : dolomite, Cal : calcite, Tlc : talc, Phl : phlogopite, Chl : chlorite.124

Figure IV-5 : Photomicrographies (en lumière polarisée) et Images MEB (en mode électrons rétrodiffusés) de marbres verts. (a, b) Images MEB montrant des olivines serpentinisées dans un marbre vert. (c, d) photomicrographie et image MEB montrant une masse de serpentine avec des inclusions de calcite dans un marbre vert. (e) Image MEB montrant une association calcite-serpentine-trémolite \pm talc dans un marbre vert. (e) Image MEB de tremolite bordée de talc dans un marbre vert. (g) phlogopite chloritisé. (h) marbre riche en oxydes de fer. Abréviations : Cal : calcite, Dol : dolomite, Ol : olivine, Tlc : talc, Srp : serpentine, Tr : trémolite, Phl : phlogopite, Chl : chlorite.126

Figure IV-6 : Images MEB (en mode électrons rétrodiffusés) des talcites du gisement. (a, b) Association talc-calcite dans la talcrite 1 près du contact avec le granite. Le talc est aciculaire et contient quelques reliques de trémolite. (c) talc entourant un grain d'amphibole. (d, e, f) Association talc-calcite \pm chlorite dans la talcrite 2 loin du granite. Le talc a un aspect tabulaire. Abréviations : Cal : calcite, Tlc : talc, Tr : trémolite, Mhb : magnésio-hornblende, Phl : phlogopite, Chl : chlorite.128

Figure IV-7: Images MEB (en mode électrons rétrodiffusés) des phlogopitites et chloritites du gisement. (a) Alternance de niveaux de phlogopitite (A) et de chloritite (B). (b) zoom sur un niveau de phlogopitite (A) à dominance de phlogopite avec quelques cristaux de chlorite et de talc. (c) zoom sur un niveau de chloritites (B) à dominance de chlorite associé à des aiguilles d'amphibole. (d) regroupement d'aiguilles de trémolites dans un niveau de chloritite. Abréviations : Phl : phlogopite, Chl : chlorite, Tlc : talc, Tr : trémolite.129

Figure IV-8 : Photomicrographies représentatives des roches métapélitiques. (a) Association quartz-K-feldspath-biotite-andalousite. (b) porphyroblastes d'andalousite partiellement

rétrogradés en muscovite. Abréviations : Qz : quartz, Ms : muscovite, Bt : biotite, And : andalusite, Kfs : K-feldspath.	130
Figure IV-9 : Photomicrographies (en lumière polarisée) et images MEB (en mode électrons rétrodiffusés) des veines du gisement. (a, b) Veine de serpentine±phlogopite avec zone de réaction à calcite traversant le marbre noir. (c) Veine blanche de calcite-trémolite-talc traversant le marbre noir. Du talc aciculaire et fibreux se développe sur les bords de la trémolite. (d) Veine de calcite-talc blanche recoupant le marbre noir. Le talc allongé est localisé dans les limites des grains de calcite. (e) calcite au sein d'une veine blanche monominérale. Noter la grande taille des cristaux et des jumelages polysynthétiques. (f) Veines de chrysotile traversant un marbre vert. Abréviations : Cal : calcite, Dol : dolomite, Tlc: talc, Srp : serpentine, Phl : phlogopite, Ctl : chrysotile.	132
Figure IV-10 : Photomicrographies représentatives de l'amphibolite incluse au sein du gisement. (a) La roche est principalement composée de hornblende et de plagioclase séricitisés et de chlorite. (b) cristaux de trémolite au sein de la matrice amphibolitique. Abréviations : Hbl : hornblende, Pl : plagioclase, Chl : chlorite, Act : actinolite.....	133
Figure IV-11 : (a) diagramme ternaire Fe-Mg-Ca montrant les compositions des carbonates au sein du gisement de talc de Nkob. (b) Diagramme binaire Ca-Fe des carbonates du gisement de Nkob.....	136
Figure IV-12 : Diagramme binaire Si-X _{Mg} pour le talc de Nkob. (composition du talc dans les serpentinites d'après El-Sharkawy, 2000 ; talc dans par des carbonates d'après de Parseval, 1992).	137
Figure IV-13 : Diagrammes binaires (a) Si-Fe et (b) Si-Al pour le talc 1 et talc 2 des talcites du gisement de Nkob.....	138

Figure IV-14 : Diagramme de la classification des amphiboles calciques d'après Leake et al. (1997).....	139
Figure IV-15 : (a) Diagramme de classification de la biotite (d'après Rieder et al., 1998). (b) diagramme binaire Si-Ba des phlogopites du gisement.	140
Figure IV-16 : Diagramme de classification des chlorites de Zane & Weiss (1998).....	141
Figure IV-17 : Diagramme discriminant des chlorites de Hey (1954).	142
Figure IV-18 : Diagramme de classification ternaire Ab-An-Or pour les feldspaths, montrant l'emplacement des plagioclases (cercles rouges) et des feldspaths potassiques (cercles verts) des métapélites de Nkob.....	143
Figure IV-19 : Représentation graphique du Si par rapport à l'Al pour les compositions des micas blancs. La ligne de substitution idéale de Tschermak est indiquée.	144
Figure IV-20 : Diagramme binaire Si-Ti pour les muscovites des métapélites de Nkob.....	144
Figure IV-21 : Diagrammes binaires ^{VI}Al -Fe (a) et ^{VI}Al -Mg (b) pour les muscovites.....	145
Figure IV-22 : (a), (b) diagrammes Si par rapport à Al_{tot} , et Na, respectivement.	145
Figure IV-23 : Classification compositionnelle de la biotite des métapélites de Nkob (d'après Deer et al., 1992).	146
Figure IV-24 : (a) Diagramme montrant la corrélation négative entre Mg et ^{VI}Al . (b) Diagramme montrant la corrélation négative entre Ti et ^{VI}Al	147
Figure IV-25 : Diagramme de la classification des amphiboles calciques d'après Leake et al. (1997).....	149
Figure IV-26 : Diagramme de classification ternaire Ab-An-Or pour les feldspaths, montrant l'emplacement des plagioclases de l'amphibolite incluse au sein du gisement de talc de Nkob.	150

Chapitre 5

Figure V-1 : Image en cathodoluminescence montrant la morphologie de grains de zircon provenant du granite d'Amassine (échantillon AMA6).....	179
Figure V-2 : Diagramme de concordia inverse Terra-Wasserburg pour les analyses U-Pb des zircons de l'échantillon AMA6 du granite d'Amassine.....	180
Figure V-3 : Âge pondéré moyen $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ obtenu pour les zircons de l'échantillon AMA6 du granite d'Amassine.	180
Figure V-4 : Diagramme Concordia pour les analyses U-Pb des zircons de l'échantillon AMA6 du granite d'Amassine présentant moins de 2% de discordance.....	181
Figure V-5 : Image en cathodoluminescence montrant la morphologie de grains de zircons détritiques provenant de la métapélite de Nkob (échantillon AMA12).....	182
Figure V-6 : Diagramme Concordia pour les analyses U-Pb des zircons détritiques de la métapélite de Nkob (échantillon AMA12).	183
Figure V-7 : Diagramme de densité de probabilité pour les données isotopiques U/Pb des zircons détritiques provenant de la métapélite de Nkob (échantillon AMA12).....	184
Figure V-8 : Diagramme de densité de probabilité pour les données isotopiques U/Pb des zircons détritiques concordants à quasi-concordants provenant de la métapélite de Nkob (échantillon AMA12).....	185
Figure V-9 : Vue microscopique (LPA) d'une métapélite de Nkob (échantillon NK 44) montrant l'habitus des muscovites.	186
Figure V-10 : Spectres d'âges plateaux et les diagrammes isochrones normales obtenues sur muscovites de métapélites de la zone de Nkob (échantillons MP07 et NK44). MSWD : déviation standard moyenne pondérée.....	187

Figure V-11 : Spectres d'âges plateaux et les diagrammes isochrones normaux obtenus pour les deux lots d'hornblendes (échantillon DDN02) de l'amphibolite incluse au sein du gisement de talc de Nkob.189

Chapitre 6

Figure VI-1 : Diagramme de variation de SiO₂ vs H₂O mesurés dans les roches massives du gisement. L'étoile verte représente la composition de la serpentine pure.198

Figure VI-2 : Bloc diagramme synthétique montrant les zonations métamorphiques et hydrothermales associées au pluton d'Amassine.200

Figure VI-3 : Illustration schématique de la zonation des marbres au sein du gisement de talc de Nkob due à l'écoulement progressif des fluides issus du granite.201

Figure VI-4 : Séquence paragenétique simplifiée pour le gisement de talc de Nkob. L'épaisseur des lignes représente l'abondance relative des phases minérales durant chaque stade (épaisse : majeure, fine : mineure, pointillée : accessoire).203

Figure VI-5 : Projection des isogrades tracés au sein du gisement dans le diagramme P-T. Les courbes indiquent les trajectoires P-T des principales lithologies du gisement (marbre vert, talcité 1 et talcité 2).204

Figure VI-6 : Log synthétique mettant en évidence les principaux événements magmatiques et métallogénique dans l'Anti-Atlas. Les âges des épisodes magmatiques sont issus de cette étude ou compilés de la littérature : Aït Malek et al. (1998), Walsh et al. (2002) ; Cheilletz et al. (2002), Thomas et al. (2002, 2004) ; Inglis et al. (2004), Gasquet et al. (2005, 2008), Ennih et Liégeois (2008) ; Abati et al. (2010) ; El Bahat et al. (2013) ; Kouyaté et al. (2013) ; Söderlund et al. (2013) ; Youbi et al. (2013) ; Ait Lahna et al. (2016) ; Ikenne et al. (2017) ; Triantafyllou et al. (2020) ; Hodel et al. (2020) ; Bouougri et al. (2020) ; Ait Lahna et al. (2020) (et références incluses).210

Figure VI-7 : Modèle génétique conceptuel global pour la formation du talc dans le gisement de Nkob.....217

Introduction générale

I. Problématique scientifique et objectifs de l'étude

Le gisement de talc de Nkob s'étalant sur une surface de 2 x 0.5 km, est situé vers le Sud-Est de la boutonnière de Siroua dans l'Anti-Atlas central. Bien qu'il représente un important potentiel minier en vue de ses énormes réserves, ce gisement n'a été que rarement cité (Abia et al., 2011) et n'a jamais fait l'objet d'études détaillées permettant de mettre en évidence les facteurs et les conditions ayant contrôlé sa formation ; ceci malgré l'évolution des connaissances métallogéniques et le progrès technique permettant de comprendre la formation des minéralisations anti-atlasiques et d'en proposer des modèles génétiques nécessaires pour l'exploration minière. Ce gisement est situé au sein d'une zone géologiquement complexe, comportant à la fois des vestiges de roches basiques et ultrabasiqes associés à de petites occurrences d'unités lithologiques enrichies en minéraux serpentiniteux généralement décrites comme un complexe ophiolitique (El Boukhari et al., 1991), mais aussi une séquence de marge passive contenant des formations dolomitiques (Thomas et al., 2002). Ce contexte géologique soulève de nombreuses interrogations sur la genèse de la minéralisation talquée étant que deux unités sont considérées comme des lithologies favorables pour le développement des gisements de talc.

Les données apportées par ce travail permettront d'aborder les questions suivantes :

- La nature du protolithe à l'origine des différentes lithologies incluses au sein du gisement ;
- Le rôle du granite situé au contact du gisement dans la formation de la minéralisation ;
- Les relations entre déformation et formation du gisement ;
- Les conditions physico-chimiques et les réactions de formation du talc à Nkob ;

- le *timing* des transformations métamorphiques à l'origine de la minéralisation talquée dans le secteur de Nkob ;

- La place du gisement dans les contextes géodynamiques et métallogénique régionaux.

Le présent travail aura pour objectif de caractériser le gisement et de comprendre le mode de sa formation, en présentant de nouvelles données géologiques, pétrologiques, minéralogiques, géochimiques et géochronologiques. Les principaux objectifs de ce travail seront les suivants :

- Fournir une cartographie détaillée du gisement et de ses alentours mettant en évidence les relations entre la minéralisation, les roches environnantes et les structures tectoniques présentes.
- Coupler l'étude pétro-minéralogique à une approche de modélisation thermodynamique afin de mettre le lien entre minéralogie des lithologies du gisement et les conditions pression-température- X_{CO_2} du système. Cette étude aura pour objectif d'amener une discussion sur la nature du protolithe des roches du gisement et l'origine et la source des fluides minéralisateurs, ainsi que ressortir les réactions de formation du talc et des minéraux associés dans la zone de Nkob.
- Préciser la temporalité des différents événements en lien avec la formation de la minéralisation, et essayer de les intégrer dans les contextes géodynamique et métallogénique régionaux.
- Intégrer l'ensemble de ces résultats dans un modèle génétique global afin de discuter du contexte de la mise en place des minéralisations, et le comparer à d'autres gisements à travers le monde.

II. Etat de l'art

1. Généralités sur le talc

1.1. Le talc : entre popularité et controverse

Le talc est communément connu comme poudre pour bébé, pourtant cette utilisation reste minime devant le large champ d'applications de ce minéral. Sans qu'on le sache, le talc reste un de nos meilleurs alliés au quotidien, vu qu'il est prisé pour une série d'utilisations, comme charge minérale dans les papiers, les plastiques, les peintures ou encore les cosmétiques... Le talc gagnera sa popularité après l'orchestration de campagnes de publicité (Fig. 1) l'intégrant comme produit destiné aux nouvelles mamans aux Etats-Unis et en Europe. Malgré tous ses bienfaits, le talc est pointé du doigt par les scientifiques et des enquêtes sont de menées visant à mettre en évidence des risques liés à l'utilisation de ce minéral, notamment la présence de Nickel dans le minerai ou son association fréquente à des minéraux asbestiformes (chrysotile, tremolite...). Des études publiées entre 1960 et 1980 ont suggéré un lien entre l'exposition au talc et le développement du cancer mésothéliome (Price, 2010). Cependant, malgré son utilisation de plus en plus controversée, la poudre blanche reste un indispensable de notre quotidien.



Figure 1 : Publicité pour la poudre pour bébé de Johnson, mars 1970.

Le talc est un minéral assez facilement identifiable car il est le plus tendre, il se raye très facilement avec l'ongle (dureté 1 sur l'échelle de Mohs), et car son toucher est soyeux et doux grâce à ses propriétés uniques, telles que l'inertie chimique, la stabilité thermique, la faible conductivité électrique (Dellisanti et al., 2009), il est utilisé dans de nombreuses industries dont les peintures, le papier, le caoutchouc, les céramiques, les cosmétiques et les plastiques.

Industriellement, le terme "talc" s'applique à une variété de roches dans lesquelles le minéral talc est prédominant, ou du moins abondant. Ceci dit, le terme "talc" est utilisé dans les deux sens, minéralogique et industriel.

1.2. Le talc : utilisations

Présent au sein de toute cuisine, des étagères des salles de bain, dans les plastiques des voitures..., le talc est un minéral utilisé depuis toujours pour toutes sortes de besoins du quotidien :

- Le talc est utilisé massivement dans l'industrie papetière à travers toutes ses étapes. Il est utilisé comme charge minérale dans le papier ([Chauhan et al., 2013](#)) et empêche aussi les résines naturelles du bois de former des masses pouvant endommager les machines ([Tijero et al., 2012](#)).
- Le talc est utilisé dans la fabrication de pièces de voitures tels que les pare-chocs et tableaux de bord, ainsi que les carcasses de machine à laver... en raison de sa lipophilie et de sa lamellarité améliorant les propriétés mécaniques et la rigidité ([Maiti et Sharma, 1992](#)).
- Le talc est utilisé comme charge minérale dans les peintures ([Jubete et al., 2007](#)) pour son inertie chimique, sa lamellarité et sa lipophilie.
- Le talc est aussi utilisé dans les faïences en leur conférant des propriétés de dilatation thermique ([Grosjean, 1992](#)).

1.3. La production de talc dans le monde

Les besoins annuels mondiaux en talc sont relativement élevés vu les nombreuses applications de ce minéral, en particulier pour les domaines de la cosmétique, de l'industrie plastique, de l'industrie des peintures et de l'industrie du papier.

La production mondiale de talc (et de pyrophyllite) est d'environ 9 millions de tonnes par an. La Chine se situe en tête comme premier producteur devant les Etats-Unis et l'Inde ([USGS, 2020](#), Table 1). La plus grande carrière de talc au monde est celle de Trimouns, située dans les Pyrénées françaises, à proximité de Luzenac.

	Productions		Reserves
	2018	2019	
United States	650	630	140000
Brazil*	660	650	45000
Canada	210	210	NA
China	1800	1800	82000
Finland	380	370	Large
France	450	450	Large
India*	920	950	130000
Italie	170	170	NA
Japan*	160	160	100000
Republic of Korea*	350	350	100000
Other countries*	815	820	Large
World total*	6600	6600	Large

Table 1 : Production mondiale (milliers de tonnes/an) et réserves en talc (d'après USGS, 2020).

* : pyrophyllite incluse.

1.4. Structure du talc

Le talc est un minéral de la famille des phyllosilicates hydroxylé de formule : $Mg_3Si_4O_{10}(OH)_2$. C'est sa structure en grandes lamelles liées par des forces électrostatiques de type Van der Waals qui lui confère des propriétés utiles dans l'industrie telles que sa douceur, son caractère lubrifiant, son hydrophobicité, son inertie chimique ou encore sa stabilité thermique. Chaque feuillet est composé d'une couche octaédrique hydrophile $MgO_4(OH)_2$ reliée par liaison covalente à deux couches tétraédriques de SiO_4 hydrophobes. Un feuillet « idéal » de talc est représenté dans la figure 2. Le talc est un matériel incompetent en raison des liaisons faibles entre les feuillets.

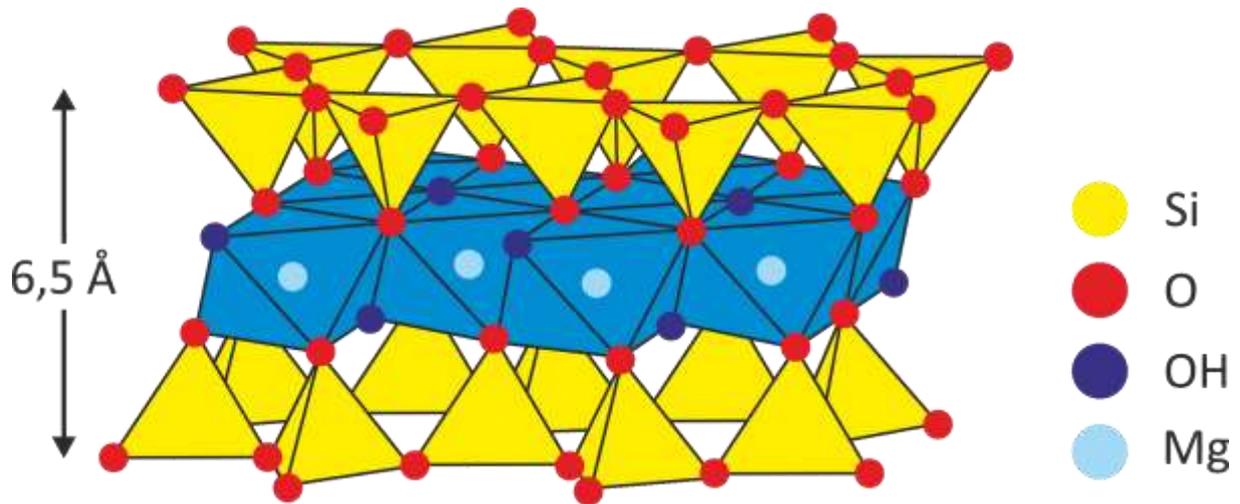


Figure 2 : Structure cristalline du talc (Camara, 2003).

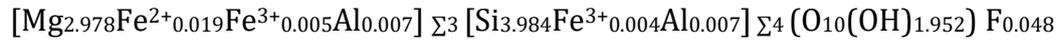
De nombreux travaux ont été menés dans le but de mettre en évidence la structure du talc (Gruner, 1934 ; Ross et al., 1968 ; Russel et al., 1970 ; Daw et al., 1972 ; Bricker et al., 1973 ; Lindemann et al., 1975 ; Giese, 1979 ; Evans & Guggenheim, 1988 ; Wesolowski, 1984 ; Blean, 1990). Gruner (1934) décrit pour la première fois le talc comme monoclinique tandis que Ross et al. (1968) et Rayner & Brown (1973) montrent que le talc a une structure triclinique.

1.5. La chimie du Talc

La formule idéale de la plupart des talcs naturels est $Mg_3Si_4O_{10}(OH)_2$. Cependant, la composition chimique peut faiblement varier et des substitutions peuvent avoir lieu. L'aluminium, le fer (Fe^{3+}), le chrome ou le titane peuvent se substituer au silicium dans la couche tétraédrique (Brigatti et al., 2011), alors qu'au sein de la couche octaédrique, le magnésium peut quant à lui être substitué par le fer, nickel, cobalt et de faibles quantités en manganèse ou aluminium et parfois par des quantités infimes en calcium, sodium et potassium (Deer et al., 2009 ; Claverie et al., 2018). Des substitutions de l'hydrogène par le fluor restent possibles (Ross et al., 1968). Malgré les différentes substitutions ayant lieu autant dans les couches tétraédriques qu'octaédriques, le feuillet reste électriquement

neutre. Tout déficit de charge dans la couche tétraédrique est compensé par un excès de charge dans la couche octaédrique.

En guise d'exemple, [Martin et al. \(1999\)](#) ont défini formule structurale ci-dessous pour le talc de la carrière de Trimouns en Ariège (France) :



1.6. Formation du talc

Le talc se forme généralement dans des conditions de pression et de température du faciès métamorphique "schiste vert" ([De Parseval, 1992](#) ; [Shin et Lee, 2002](#)). Il est issu de l'altération de roches mères ultramafiques ou carbonatées magnésiennes sous l'action de fluides hydrothermaux. Pour former du talc, plusieurs paramètres doivent être réunis comme :

- Des roches mères (protolithes) de nature magnésienne ultramafique (ex. [El-Sharkawy, 2000](#) ; [Tesalina et al., 2003](#); [Yalçin and Bozkaya, 2006](#)), carbonatée magnésienne (ex. [Prochaska, 1989](#) ; [Schandl et al., 1999, 2002](#) ; [Hecht et al., 1999](#) ; [Shin et Lee, 2002](#) ; [de Parseval et al., 2004](#) ; [Wölfler et al., 2015](#) ; [Tahir et al., 2018](#)) ou siliceuse ([de Parseval et al., 2004](#)).
- Des fluides hydrothermaux assurant des transferts de plusieurs composants dont MgO, CaO, SiO₂, CO₂ et H₂O ([Shin et Lee, 2002](#) ; [Boulvais et al., 2006](#)) ;
- Des structures tectoniques et une porosité (et/ou fracturation) de la roche permettant à ces fluides de circuler ([Prochaska, 1989](#) ; [Hecht et al., 1999](#) ; [de Parseval et al., 2004](#) ; [Hecht et al., 1999](#) ; [Tornos and Spiro, 2000](#)).
- Des conditions de température et pression adéquates pour la formation du minéral blanc, notamment une source de chaleur pouvant être d'origine magmatique liée à la mise en place d'un pluton engendrant un métamorphisme

de contact (exemple : gisement de talc de Poongjeon en Corée du sud (Shin et Lee, 2002), ou bien lié à un événement métamorphique régional thermique (exemple : gisement de talc de Trimouns en France (Schärer et al., 1999 ; Boutin, 2016)).

a. Les types de gisements de talc

Les gisements de talc sont distingués en fonction des roches mères auxquelles le minéral blanc est associé (Boutin, 2016). On en cite :

i. Des gisements de talc associés aux roches carbonatées magnésiennes

Ces gisements se forment soit par altération hydrothermale de roche dolomitique par un fluide riche en silice (talc d'origine hydrothermale), soit par métamorphisme de dolomies siliceuses formant des marbres dolomitiques ensuite converties en talc par réactions avec des fluides siliceux (talc d'origine métamorphique-hydrothermale). La dolomie, la trémolite, la serpentine, la chlorite, et le quartz constituent les associations minérales les plus communes avec le talc. La formation de ce type de gisements est surtout contrôlée par la nature du protolithe, les conditions de métamorphisme et la composition de la phase fluide. Harben et Kuzvart (1996) mentionne que le métamorphisme de contact de dolomies ou de calcaires dolomitiques par des intrusions de granite ou de diabase peut produire des gisements de talc de grandes dimensions et de haute pureté. Les dépôts non associés à des roches ignées se forment dans un contexte de failles régionales permettant l'apport en éléments nécessaires pour la formation du minerai blanc (de Parseval, 1992 ; Schärer et al., 1999 ; de Parseval et al., 2004 ; Boutin, 2016).

La nature du protolithe définit le minéral précurseur du talc (olivine, pyroxène, trémolite, dolomite...). De grandes quantités d'Al, de Ca ou de K dans le système limitent la formation du talc en faveur d'autres minéraux tels que la chlorite, la trémolite et la biotite

(Greenwood, 1998). Ce type de gisements constitue la majeure partie des gisements de talc mondiaux et est caractérisé par un talc blanchâtre, de bonne qualité et pauvre en minéraux amiantifères.

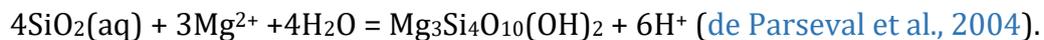
Des températures comprises entre 250 à 500 °C sont requises pour former le talc dans ce type d'environnement (de Parseval, 1992 ; Hecht et al., 1999 ; Shin and Lee, 2002 ; Schandl et al., 2002 ; Tahir et al., 2018). Les pressions sont généralement faibles (< 3 kbar) mais ce paramètre a généralement peu d'influence sur la formation de la minéralisation.

ii. Des gisements de talc associés aux roches ultrabasiques

Le talc peut se former à partir de roches ultrabasiques telle la péridotite durant la serpentinisation (Harben et Kuzvart, 1996). Le talc peut se former soit par remplacement de masses de serpentinites interagissant avec des solutions contenant de la silice (Deer et al., 2009), soit du dioxyde de carbone (Turner, 1948). Ce type de gisements est généralement associé à des zones de failles régionales recoupant les roches ultrabasiques (Kesler, 1994 ; Simandl et Ogden, 1999).

iii. Des gisements de talc associés aux roches siliceuses

Leur formation se fait par apport de magnésium dans des roches siliceuses (et silico-alumineuses) qui vont libérer leur silice sous forme d'un fluide qui va ensuite interagir avec le magnésium pour former du talc selon la réaction :



De rare formation de talc résultant de l'évolution diagenétique des sédiments magnésiens sont également décrits (Noack et al., 1986 ; Tosca et al., 2011 ; Li et al., 2013).

b. Stabilité du talc

Définir des domaines de stabilité de pression et de température pour le talc (et minéraux associés) a poussé les scientifiques à s'intéresser à l'étude des systèmes d'équilibre de phases.

Qu'on soit dans un contexte de roches carbonatées magnésiennes ou bien ultrabasiqes, la majorité des auteurs se sont intéressés au système $\text{CaO-MgO-SiO}_2\text{-H}_2\text{O-CO}_2$ pour discuter les relations de phase (considérant le fer et l'aluminium comme composants mineurs) et définir les limites de stabilité du talc. Malgré que le système soit le même, les minéraux pouvant coexister avec le talc peuvent différer en raison de la différence des teneurs de chaque composant. Dans le cas d'une roches carbonatées magnésiennes (dolomies siliceuses par exemple) les minéraux pouvant co-exister dans ce système sont présentés dans laFigure 3a, tandis que pour une roche ultrabasique les minéraux pouvant co-exister sont présentés dans laFigure 3b. Des phases supplémentaires peuvent exister (comme la chlorite) si d'autres composantes s'ajoutent tels que l'aluminium.

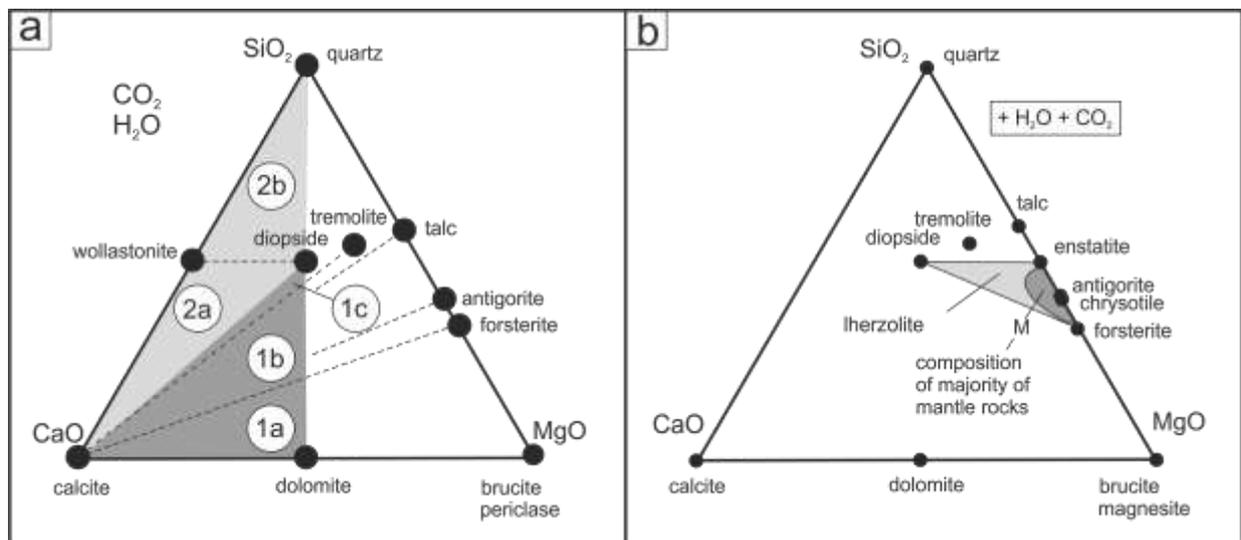


Figure 3 : (a) diagramme chémographique d'un système de dolomie siliceuse (dans Bucher et Grapes, 2011). Les marbres dolomitiques correspondent aux les champs 1a, 1b et 1c, alors que les champs 2a et 2b définissent les marbres calciques. (b) diagramme chémographique du

système CaO-MgO-SiO₂-H₂O-CO₂ montrant la position des roches ultramafiques et les phases minérales associées.

Plusieurs diagrammes T-XCO₂ ont été réalisés pour le système SiO₂-MgO-FeO-CaO-H₂O-CO₂ (ex. Metz et Trommsdorff, 1968 ; Trommsdorff & Evans, 1977 ; Trommsdorff & Connolly, 1990). La typologie de tous ces diagrammes reste presque identique. Les principales différences résident dans le fait que certains assemblages minéraux ont un champ de stabilité relativement élargis (ou rétrécis) d'un diagramme à l'autre. On note aussi que certains champs de stabilité pour l'assemblage apparaissent dans certains diagrammes et sont absents dans l'autre. Pour les champs de stabilité de talc (phase qui nous intéresse), les différences restent très faibles.

Si on considère le diagramme réalisé par Trommsdorff & Evans (1977), le talc associé à la forstérite (avec absence de l'antigorite) indique des températures > 550°C, tandis que la présence d'un talc associé aux carbonates (calcite-magnésite-dolomite) suggère des températures inférieures à 480°C (Fig. 6). Le même diagramme repris par Trommsdorff & Connolly (1990) prévoit un champ de stabilité pour l'assemblage talc + carbonates à des températures inférieurs à 450°C. Bjerga et al., (2015) réajoutent le fer au système (SiO₂-MgO-FeO-CaO-H₂O-CO₂) et démontrent que le talc associé aux carbonates peut rester stable jusqu'à des températures avoisinant les 550°C.

métamorphique d'une roche dolomitique de composition molaire 2Quartz–2Dolomite–1Calcite (le champs 1b de la Figure 3a) à une température qui va de 200 jusqu'à 700 °C et une pression fixée à 1kbar. Les résultats sont présentés dans la Figure I-4.

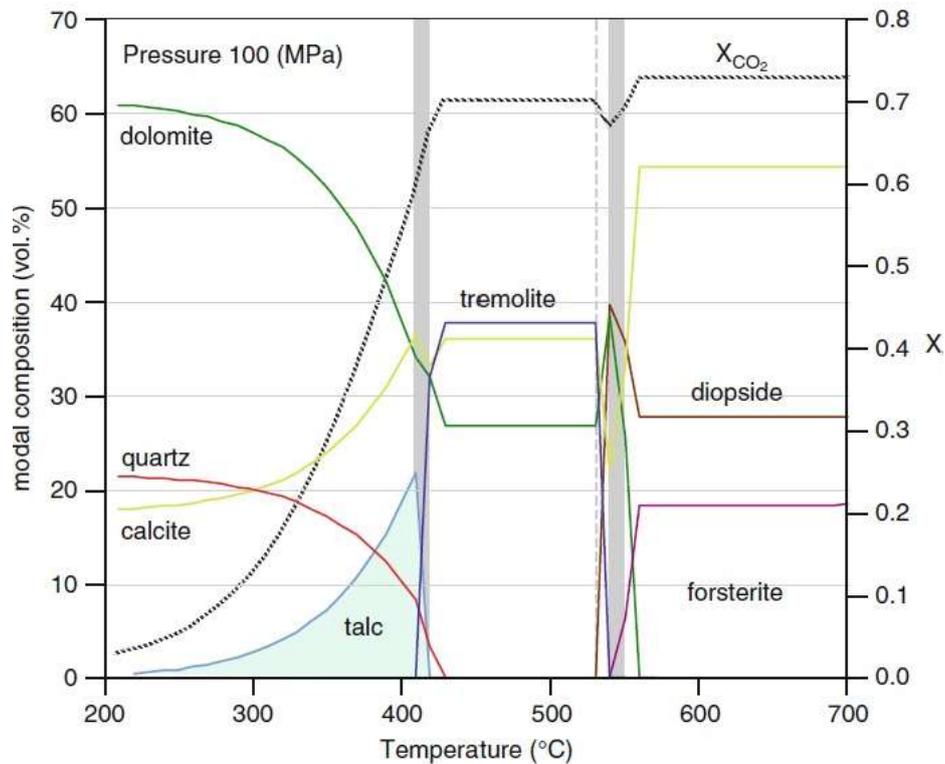


Figure 5 : Diagramme de composition modale en fonction de la température à une pression de 1kbar montrant l'évolution d'une dolomie siliceuse durant un métamorphisme de contact (dans Bucher et Grapes, 2011).

D'après la figure 5 et suivant une évolution prograde (augmentation de la température), la première phase qui commence à apparaître vers 220°C sera le talc. Il croît en parallèle avec la calcite impliquant la consommation de la dolomite et du quartz. Le talc reste stable jusqu'à 410°C où on remarque sa décroissance en faveur de la trémolite. Vers 550°, toute la trémolite ainsi que la dolomite disparaissent avec formation de diopside et de forstérite et de calcite. Au stade final (>550°C), la roche est essentiellement formée de diopside, de forstérite et de calcite. D'autres minéraux peuvent apparaître si la roche est pénétrée

par un fluide riche en H₂O tels que le périclase et la serpentine. En général, chaque minéral formé durant cette évolution est considéré comme un isograde à l'échelle du terrain.

2. Les minéralisations anti-atlasiques

Les boutonnières précambriennes de l'Anti-Atlas renferment une grande partie des minéralisations à métaux précieux et à métaux de base (Fig. 6) tels que les gisements de Bou Madine (Cu-Pb-Zn-Au-Ag) d'Imiter (Ag-Hg), de Bou Azzer (Co-Ni-As-Ag-Au), de Zgounder (Ag-Hg) ou d'Iourirn (Au) (ex. Petruck, 1975 ; Essarraï et al., 1998 ; Levresse, 2001 ; Barodi et al., 2002 ; Benbrahim & Aissa, 2005 ; Tuduri, 2005 ; Essarraï et al., 2016). Les différents modèles génétiques proposés pour la formation de ces minéralisations ont permis de mettre en évidence l'importance de la phase tardi-Néoprotérozoïque (Levresse, 2001 ; Tuduri et al., 2018b) pour la formation de la majorité des minéralisations anti-atlasiques, ainsi que le caractère polyphasé de certains gisements.

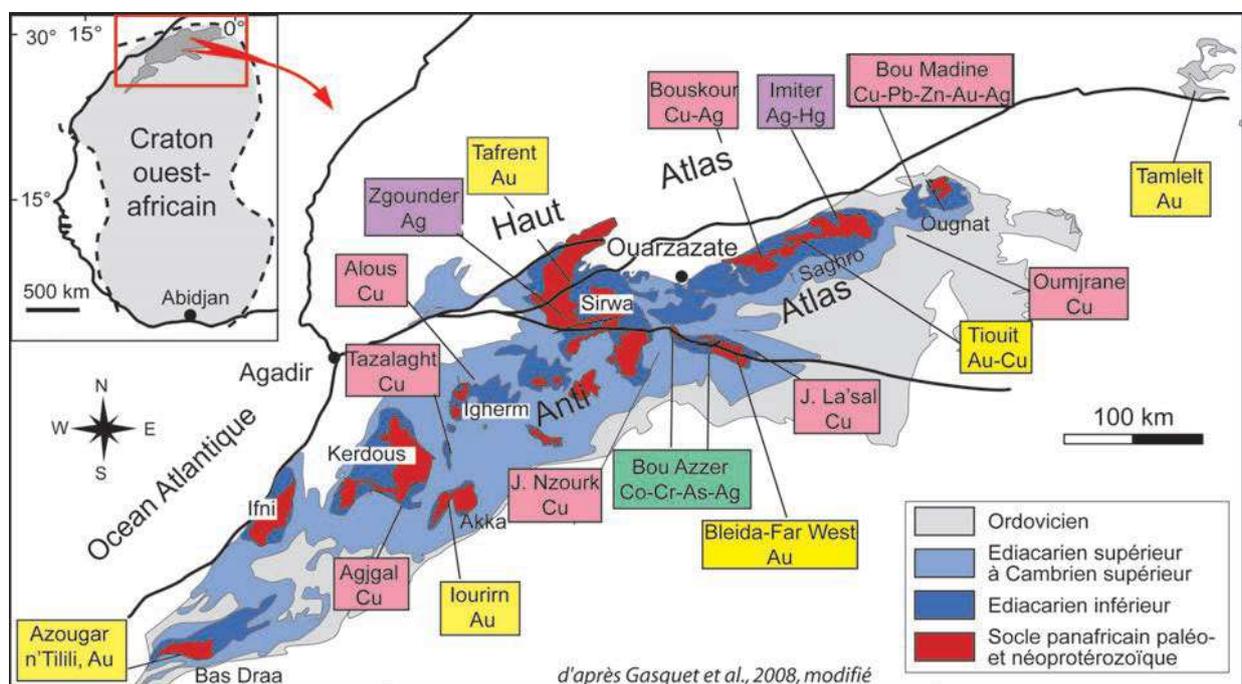


Figure 6 : Localisation des principales mines du domaine anti-atlasique (D'après Gasquet et al., 2008 ; modifiée par Mouttaqi et al., 2011).

2.1. Les gisements liés à la phase d'extension tardi-néoprotérozoïque

Plusieurs études ont souligné l'importance de la phase de distension tardi-Néoprotérozoïque concernant la formation de gisements métallifères (ex. [Levresse, 2001](#) ; [Cheilletz et al., 2002](#) ; [Soulaimani et al., 2003](#) ; [Levresse et al., 2004](#) ; [Tuduri, 2005](#)). Cette phase de distension tardi-Néoprotérozoïque est le résultat d'un raccourcissement de direction WNW et une extension de direction NNW ([Levresse, 2001](#) ; [Tuduri et al., 2018a, 2018b](#)) dans le Saghro. Les contraintes géodynamiques liées à cette phase extensive ont probablement engendré l'augmentation du volume magmatique permettant la mise en place de diverses minéralisations ([Tuduri et al., 2018b](#)). Les différentes études réalisées sur divers gisements anti-atlasiques ont donné des âges permettant de les associer à cette phase tardi-panafricaine, tels que les gisements de métaux de base de Bou Madine (553±15 Ma, [Levresse, 2001](#)), de Co-Ni-As de Bou Azzer (533 Ma, [Levresse, 2001](#) ; 550 Ma, [Ennaciri et al., 1997](#)), mais aussi les gisements d'Ag d'Imiter (550 Ma, [Levresse, 2001](#) ; 550 Ma, [Cheilletz et al., 2002](#)) et d'Ag de Zgounder (564 Ma, [Marcoux & Wadjinny, 2005](#) ; [Pelleter et al., 2016](#)) (Fig. 6). D'autres gisements ont été également associés à cette phase tardi-panafricaine. On en cite le gisement à Au-Cu-Ag de Tiouit (Fig. 6 ; [Alansari et al., 2011](#)) et les gisements aurifères de Kelaa M'Gouna et de Thagassa ([Tuduri, 2005](#)). On note aussi la présence de nombreuses indices cuprifères associés aux roches carbonatées silicoclastiques du groupe de Tata et Taroudant ([Pouit, 1966](#) ; [Bouchta et al., 1977](#) ; [Bourque et al., 2014, 2015](#) ; [Bourque, 2016](#)). Les plus typiques sont les gisements de cuivre d'Agjal ([Emberger & Pouit, 1996](#) ; [Skacel, 1995](#) ; [Maddi et al., 2011](#)) et d'Alous ([Leblanc, 1986](#) ; [Maddi et al., 2011](#)) ainsi que les indices cuprifères de la boutonnière de Bou Azzer ([Bourque et al., 2014, 2015](#) ; [Bourque, 2016](#)).

2.2. Les gisements à caractère polyphasé

La diversité des études et des techniques de géochronologie a permis de mettre en évidence le caractère polyphasé de certains gisements anti-atlasiques, ainsi que l'importance majeure de la phase hercynienne dans leur formation.

[Maacha et al. \(2011b\)](#) suggèrent que la minéralisation cuprifère de Bou Skour situé dans la boutonnière de Saghro est antérieure aux dykes rhyolitiques datés à 564 Ma ([Walsh et al., 2008](#)) qui la recourent, tandis qu'[El Azmi et al. \(2014\)](#) plaident pour une minéralisation porphyrique remobilisée à l'Hercynien. Des remobilisations varisques ont aussi été suggérées pour certaines minéralisations associées au Groupe de Tata et de Taroudant ([Pouit, 1966](#) ; [Skacel, 1993](#) ; [Benssaou et Hamoumi, 1999](#)). La compression Varisque a permis de remobiliser le cuivre au sein du gisement de Jbel N'Zourk situé dans l'Anti-Atlas central au Sud-Ouest de la boutonnière de Bou Azzer-El Grâara ([Clavel and Leblanc, 1971](#) ; [Maacha et al., 2011b](#)). [Bourque et al. \(2015\)](#) et [Bourque \(2016\)](#) proposent que les minéralisations cuprifères de Jbel Laassel situé au SE de la boutonnière de Bou Azzer-El Grâara sont liées à la réactivation varisque des structures héritées du socle.

Le gisement aurifère d'Iourirn (Fig. 6) situé dans la boutonnière de Tagragra de Tata de l'Anti-Atlas occidental ([Zouhair et al., 1991](#)), bien qu'il soit associé aux formations paléoprotérozoïques du socle éburnéen, certains âges obtenus tel que 301 Ma ($^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$ sur muscovites ; [Gasquet et al., 2004](#)) et 445 Ma (Rb-Sr sur muscovites ; [Zverev et al., 2003](#)) ont permis de souligner l'importance de l'orogénèse varisque dans la formation de ce gisement ([Gasquet et al., 2004](#)).

Certains auteurs y voient même une histoire métallogénique qui se prolonge jusqu'au Trias pour certains gisements, comme pour le district de Bou Azzer ([Bouabdellah et al., 2016b](#)). Si [En-Naciri et al. \(1995\)](#) proposent un âge de 550 Ma (U-Pb sur brannerite) pour

ce district, [Levresse \(2001\)](#) et [Oberthür et al. \(2009\)](#) optent pour des âges plus récents triasiques et carbonifères de 218 Ma (Ar/Ar sur muscovites hydrothermales) et 310 Ma (U-Pb sur brannérite) respectivement. Ceci dit, toute étude d'un gisement situé dans les boutonnières anti-atlasiques nécessite de prendre en compte l'ensemble des évènements tectoniques (protérozoïques, paléozoïques, ...) susceptibles d'être impliqués dans la genèse des minéralisations.

III. Structuration de la thèse

Ce projet de recherche s'articulera autour de plusieurs parties :

- (1) Le chapitre 1 se concentre sur la description du cadre géologique régional, particulièrement sur l'évolution géodynamique de l'Anti-Atlas au Précambrien, et se focalise sur le contexte géologique de la boutonnière de Sirwa.
- (2) Le chapitre 2 présente les différentes techniques analytiques utilisées pour la réalisation des différents travaux.
- (3) Le chapitre 3 présente les données de cartographie, la lithostratigraphie et les structures mises en évidence dans le secteur du Nkob et au sein du gisement de talc de Nkob.
- (4) Le chapitre 4 met le point sur les différents épisodes métamorphiques affectant le secteur et présente les résultats de l'étude pétro-minéralogique des roches du gisement et son couplement à l'approche thermodynamique. L'essentiel des résultats de cette étude a été accepté pour publication dans la revue « Ore Geology reviews ».
- (5) Le chapitre 5 est consacré à l'étude géochronologique. Nous présenterons les résultats obtenus par les méthodes géochronologiques U-Pb sur zircon de granite

et de métapélite, et Ar/Ar sur muscovites de métapélite et amphibole d'amphibolite.

(6) Le chapitre 6 discute en détails les différents résultats obtenus de travail.

Ce manuscrit sera clôturé par une présentation des conclusions générales de ce travail et les perspectives qu'elles ouvrent.

Chapitre I : Contexte géologique

Le chapitre 1 se concentre sur la description du cadre géologique régional, particulièrement sur l'évolution géodynamique de l'Anti-Atlas au Précambrien, et s'achève par une synthèse sur le contexte géologique de la boutonnière de Sirwa.

I. Introduction

Le Maroc est doté d'une importante diversité géologique, et ce n'est pas par hasard qu'on le surnomme « paradis des géologues ». Tous les cycles orogéniques depuis l'Archéen jusqu'à l'Alpin y sont exprimés.

La situation de l'Anti-Atlas sur la bordure nord du Craton Ouest Africain, fait de ce domaine structural une zone particulièrement complexe. L'intérêt géologique de l'Anti-Atlas ne se limite pas à son histoire géodynamique. En effet, la présence de nombreux gisements à métaux de base et à métaux précieux a suscité l'intérêt de nombreux géologues et les a poussés à s'intéresser à l'aspect métallogénique de cette chaîne de montagne. La majorité des travaux réalisés tournaient autour des minéralisations argentifères et aurifères (ex. gisement Au de Tiouit, gisement Ag d'Imiter), ainsi que les minéralisations associées au complexe ophiolitique de Bou Azzer (Co-Ni-As-Ag-Au) vu leurs importants potentiels miniers et leurs intérêts économiques pour le pays.

D'un autre côté, le gisement de Talc de Nkob situé vers le Sud de la boutonnière de Siroua, et malgré les ressources importantes en minerai qu'il contient, en plus de sa situation dans une zone géologique complexe, n'a jamais été sujet d'étude. Ce chapitre cerne le contexte géologique associé à ce gisement.

II. Les principaux domaines structuraux au Maroc

Au cours de la longue histoire géologique, la succession des cycles orogéniques a contribué, chacun, par son contexte géodynamique et son ampleur, à façonner et diversifier les paysages du Maroc. C'est ainsi que trois grands domaines structuraux (Michard et al., 2008) sont distingués du Nord vers le Sud (Fig. I-1).

- **Le domaine rifain** : au Nord dont la structuration complexe et polyphasée, il s'agit de nappes tertiaires liés à l'orogénèse alpine ;

- **Le domaine atlasique et mésétien** : comprend le domaine mésétien formé par un socle hercynien et recouvert par des terrains secondaires tabulaires, et le domaine atlasique formé par les chaînes intracontinentales du Moyen et du Haut-Atlas ;
- **Le domaine anti-atlasique et saharien** : Il s'agit de la chaîne anti-atlasique et son prolongement précambrien saharien. Il est formé d'un socle précambrien et d'une couverture paléozoïque.

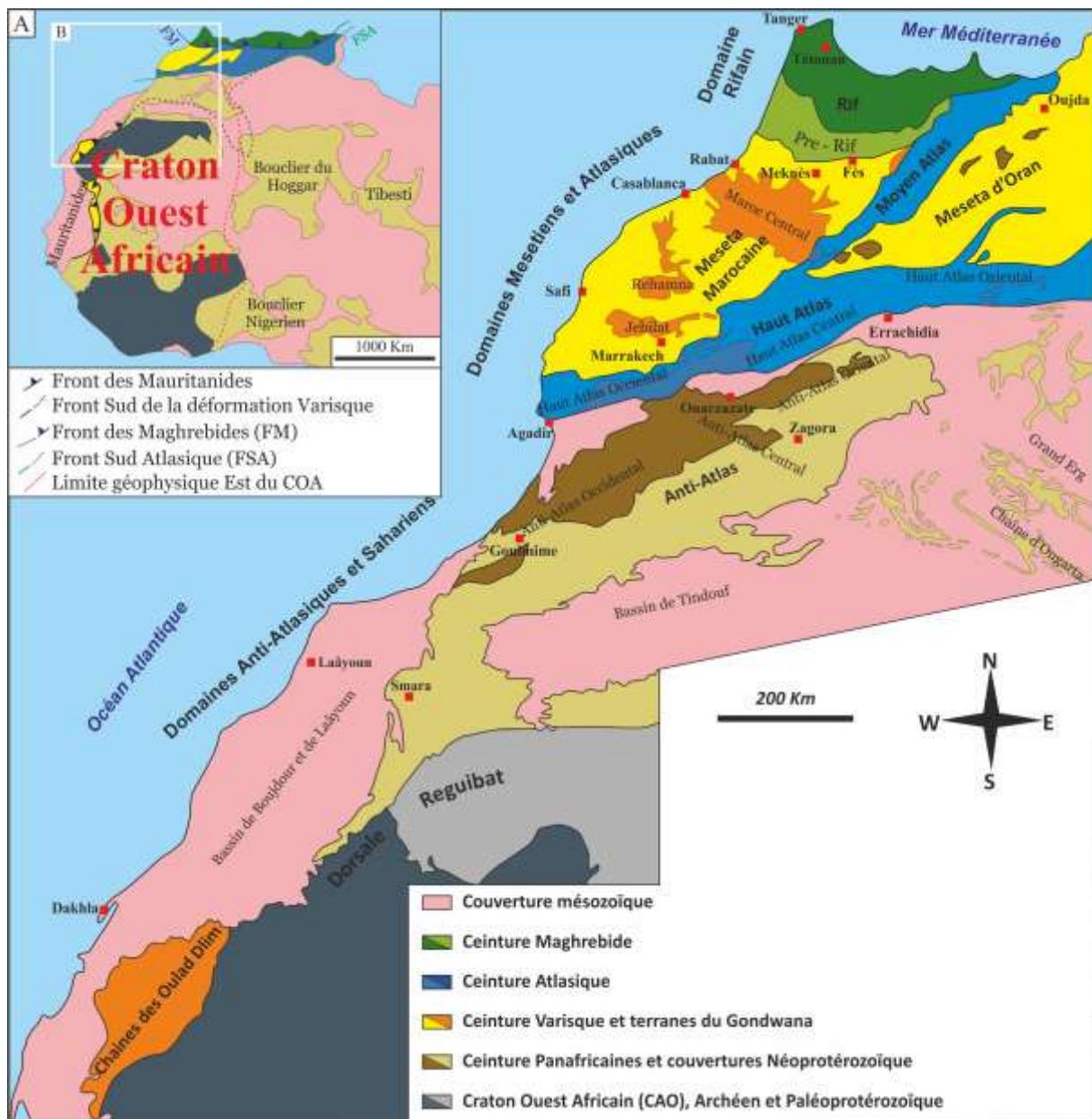


Figure I-1 : A : Carte géologique de l'Afrique de l'Ouest (modifiée d'après Fabre, 2005 ; Liégeois et al., 2005 ; Ennih and Liégeois, 2008). B : Carte des grandes provinces géologiques du Maroc (modifiée d'après Saadi, 1982).

III. Le Craton Ouest Africain

Le craton ouest-africain (Fig. I-2) est défini comme un continent dont le socle est constitué de roches archéennes et paléoprotérozoïques et qui s'est stabilisé vers la fin de l'orogénèse éburnéenne. Il s'agit d'un craton au sein duquel affleurent des roches parmi les plus anciennes de la planète, alternant des ceintures gneissiques de type TTG et des ceintures de roches vertes comprenant notamment les Banded Iron Formations ou BIFs (Peucat et al., 2005). Les socles archéens et birimiens (affectés par l'orogénèse éburnéenne) n'affleurent que dans la dorsale de Réguibat au nord et la dorsale de Léo-Man au sud (Barth et al., 2002 ; Ennih et Liégeois, 2008). Bien que stabilisé aux alentours de 2 Ga, le craton ouest-africain porte cependant des traces des orogénèses plus récentes (panafricaine et varisque) notamment à sa périphérie (Villeneuve, 2008). Il est limité par les chaînes panafricaines du bouclier touareg à l'Est (Fezaa et al., 2010), par celle de l'Anti-Atlas et l'Ougarta au Nord (Haddoum et al., 2001 ; Ennih et Liégeois, 2008), par la ceinture des Mauritanides à l'Ouest (Deynoux et al., 2006 ; Villeneuve, 2008 ; Michard et al., 2010) et par les Dahomeyides au Sud-Est (Guillot et al., 2019). Le Panafricain est essentiellement visible à l'est dans le Hoggar (Paquette et al., 1998 ; Fezaa et al., 2010) et au nord dans les boutonnières de l'Anti-Atlas (Ennih et Liégeois, 2001, 2008), tandis que le Varisque est mis en évidence dans les nappes des Mauritanides à l'ouest, mais aussi dans l'Anti-Atlas (Lécorché et al., 1991 ; Villeneuve & Cornée, 1991; Villeneuve, 2008 ; Michard et al., 2010). Des bassins à sédimentation néoprotérozoïque à paléozoïque occupent la partie centrale du craton (bassin de Taoudeni) ainsi que sa marge nord (bassin de Tindouf) (Villeneuve, 2005 ; Lottaroli et al., 2009). Il est important de noter que de récentes études mettent en

évidence des traces du Mésoprotérozoïque au sein du Craton Ouest Africain (Rooney et al., 2010 ; Kah et al., 2012 ; El Bahat et al., 2013 ; Youbi et al., 2013 ; Tapsoba et al., 2018 ; Baratoux et al., 2019 ; Ait-Lahna et al., 2020) mais que les roches datées de cette période sont rares.

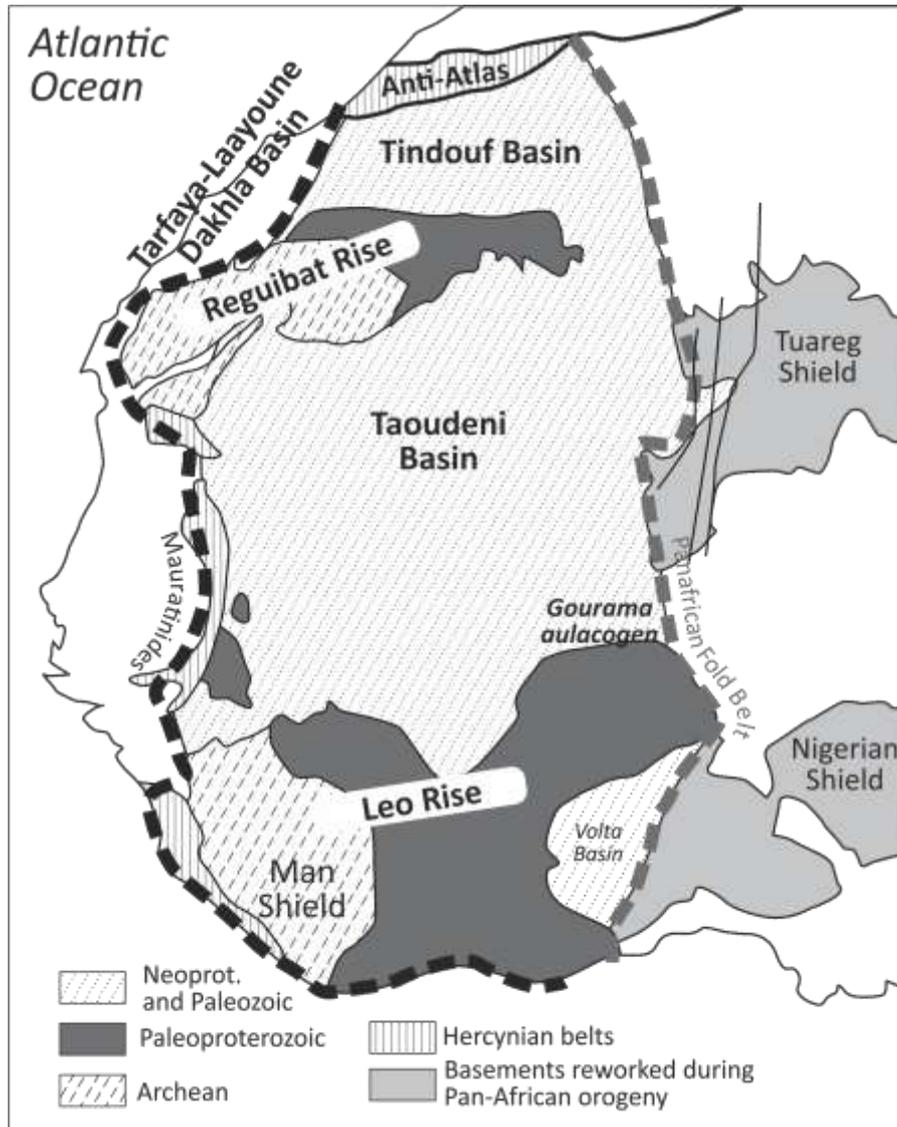


Figure I-2 : Carte géologique du Craton Ouest Africain (CAO) (d'après Peucat et al., 2005). Les limites du COA sont définies par les lignes tiretées noires et grises. Ces dernières se confondent avec la suture panafricaine.

IV. La chaîne de l'Anti-Atlas : la bordure nord du Craton Ouest Africain.

La chaîne de l'Anti-Atlas (Fig. I-3) située sur la bordure nord du craton Ouest Africain (Fig. 3), correspond à un large bombement anticlinal orientée ENE-WSW. Ce bombement d'origine thermique, interprété comme étant lié à la remonté de la limite lithosphère/asthénosphère, est daté au Néogène (Missenard et al., 2006 ; Malusà et al., 2007). L'érosion induite par ce soulèvement récent a permis la mise à l'affleurement du socle précambrien au sein de fenêtres discontinues, communément appelées boutonnières (Fig. I-3). Les boutonnières les plus importantes en superficie sont celles de Bas-Drâa, d'Ifni, du Kerdous, d'Irherm, de Zenaga, de Siroua, de Bou-Azzer, du Saghro et de l'Ougnat (Fig. I-3). L'Anti-Atlas est structuré par deux failles majeures : la faille Sud Atlasique au Nord (South Atlas Fault, SAF) et l'Accident Majeur de l'Anti-Atlas au Sud (Anti-Atlas Major Fault, AAMF) recoupant transversalement la chaîne (Fig. I-3). Le cœur des anticlinaux expose des unités formées lors de l'orogénèse panafricaine (Choubert et Faure Muret, 1980 ; Leblanc et Lancelot. 1980 ; Hassenforder 1987 ; Hefferan et al., 1992 ; Ennih et Liégeois 2001 ; Thomas et al., 2002).

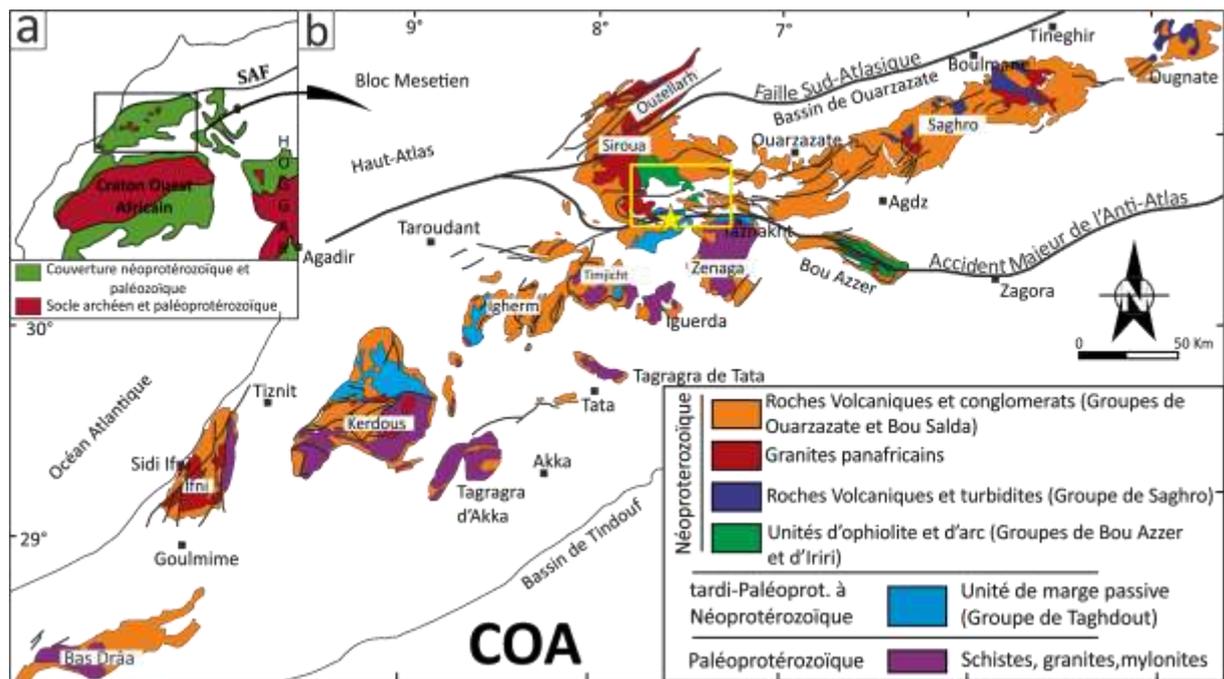


Figure I-3 : Carte géologique de la ceinture de l'Anti-Atlas montrant les différentes boutonnières précambriennes (modifié d'après [Gasquet et al., 2008](#)).

Géographiquement, la chaîne de l'Anti-Atlas est subdivisée en trois domaines (Fig. I-3) : i)

La partie occidentale qui s'étend depuis l'Atlantique à l'ouest jusqu'aux piémont du Jbel Sirwa. ii) La partie centrale incluant les massifs de Sirwa, Zenaga et Bou-Azzer. iii) La partie orientale regroupant les boutonnières du Jbel Saghro et de l'Ougnat.

Une deuxième subdivision est admise tenant compte de l'accident majeur de l'Anti-Atlas. Ce dernier considéré comme l'un des plus important héritée de l'orogénèse panafricaine, sépare deux domaines géologiques et géochronologiques distincts, à savoir : au SW, un domaine stable constitué de terrains paléoprotérozoïques et néoprotérozoïques fortement tectonisées durant l'orogénèse éburnéenne et panafricaine ([Ennih et al., 2001](#)) et au NE, un domaine formant une ceinture dite mobile, d'âge néoprotérozoïque ([Thomas et al., 2004](#) ; Fig. I-3) et structurée durant le Panafricain où les roches cratoniques des unités éburnéennes n'affleurent pas.

1. Lithostratigraphie du Précambrien de l'Anti-Atlas

Depuis les travaux pionniers de [Choubert \(1963\)](#) et [Choubert & Faure-Muret \(1970\)](#), plusieurs auteurs et équipes de recherche, dont le Projet National de Cartographie Géologique, ont proposé diverses synthèses régionales de la lithostratigraphie et de l'évolution géodynamique détaillée des terrains protérozoïques de l'Anti-Atlas (e.g., [Aït Malek et al., 1998](#) ; [Admou, 2000](#) ; [Hefferan et al., 2000](#) ; [Fekkak et al., 2001](#) ; [Thomas et al., 2002, 2004](#) ; [Walsh et al., 2002](#) ; [Inglis et al., 2004](#) ; [Gasquet et al., 2005, 2008](#) ; [Hefferan et al., 2014](#) et références incluses). Ceci dit, ces études restent souvent ponctuelles, à l'échelle de telle ou telle boutonnière, et peu de modèles lithostratigraphiques

synthétiques à l'échelle globale de l'Anti Atlas sont établis (Thomas et al., 2004 ; Gasquet et al. 2005, 2008).

La nomenclature la plus utilisée est celle proposée par Thomas et al. (2004), basée sur la lithologie des roches, leur répartition géographique et les données géochronologiques. Ils proposent une subdivision des terrains précambriens de l'Anti-Atlas marocain en deux grands ensembles : un socle paléoprotérozoïque et une couverture néoprotérozoïque. Cette dernière est subdivisée à son tour en deux sous-groupes nommés 'Supergroupes' (Fig. I-4) : le Supergroupe de l'Anti-Atlas qui retrace la phase d'océanisation et de fermeture du domaine océanique, et le Supergroupe de Ouarzazate qui regroupe les roches issues des phases de dépôts et du magmatisme associés à la période tardi- à post-orogénique.

Cependant, le découpage de cette section suivra une logique chronologique et détaillera les principales unités lithostratigraphiques dont on dispose dans l'Anti-Atlas marocain. Le temps sera donc subdivisé en quatre périodes : (i) un domaine pré-panafricain consistant en un socle paléoprotérozoïque (environ 2 Ga) recouvert en discordance par une couverture volcanosédimentaire liée à l'ouverture du domaine océanique (2.0 Ga – 0.7 Ga), (ii) l'évolution des édifices crustaux du domaine océanique (760 – 640 Ma) (iii) une période post-collisionnelle ayant lieu au cours de l'Édiacarien, marquée par la fermeture du domaine océanique et le dépôt de séries volcanosédimentaires, ainsi que le déclenchement d'une intense activité magmatique post-collisionnelle (630 – 550 Ma), (iv) le dépôt de sédiments vers la fin de l'Édiacarien et le début du Cambrien.

1.1. Le domaine pré-panafricain

a. Le socle paléoprotérozoïque

Le socle paléoprotérozoïque ou bien le « complexe de Zenaga » (Précambrien I de Choubert) se compose des roches les plus anciennes de la chaîne anti-atlasique affleurant exclusivement au sein des boutonnières de l'Anti-Atlas occidental et central (Fig. I-3 ; cf. boutonnières de Bas Draa, d'Ifni, du Kerdous, de Tagragra d'Akka, d'Ighrem et de Zenaga) appartenant à la bordure nord du Craton Ouest Africain (Hassenforder, 1987), mais semble s'étendre en profondeur tout au long de la chaîne Anti-atlasique (Ennih et Liégeois, 2001).

Ce socle est formé de roches métamorphiques de degrés variables (schistes, gneiss, amphibolites, migmatites) et plutoniques (granite, granodiorite) (Fig. I-4) intensément déformées et métamorphisées lors de l'orogénèse éburnéenne, et ultérieurement lors de l'orogénèse panafricaine (Ennih et al. 2001) et daté entre 2200–2040 Ma (par exemple Aït Malek et al., 1998 ; De Beer et al., 2000 ; Charlot-Prat et al., 2001 ; Thomas et al., 2002 ; Walsh et al., 2002 ; Gasquet et al., 2004 ; Barbey et al., 2004 ; Kouyaté et al., 2013 ; Blein et al., 2022).

b. La marge passive pré-panafricaine : le Groupe de Taghdout-Lkest

Depuis la fin du Paléoprotérozoïque, une séquence de marge passive s'est établie le long de la bordure nord du craton ouest-africain. Elle repose en discordance sur le socle paléoprotérozoïque éburnéen (Thomas et al., 2004 ; Bouougri et Saquaque, 2004 ; Chèvremont et al., 2013).

La rareté des études structurales, sédimentologiques et stratigraphiques visant à trouver les corrélations entre les formations dans les différentes boutonnières a conduit à une diversification de nomenclature pour cette séquence. Cette série a été appelée « Série des

Calcaires et des Quartzites » (Choubert, 1963), « Grès et Quartzite » (Benziane et Yazidi, 1982), « Jbel Lkest Group » (Hassenforder, 1987), « Série de Plate-forme de Tachdamt-Bleida » (Leblanc, 1981), « Groupe de Tizi n'Taghatine » (Bouougri et Saquaque, 2004), « Taghdout » et « Jbel Lkest » groups (Thomas et al., 2004) et « Lkest-Taghdout Group » (Gasquet et al., 2008). Les roches ont été reconnues dans les boutonnières de Kerdous, Tata, Zenaga, Sirwa et Bou Azzer-El Grâara. Cependant, c'est la dénomination de Groupe de Taghdout qui sera retenue dans cette étude.

Il s'agit de dépôts volcanosédimentaires qui consistent en des basaltes, des calcaires à stromatolithes, des grès et des quartzites, marqués par des structures sédimentaires bien préservées, caractéristiques d'un environnement d'eau peu profonde tels des rides de courant, des stratifications obliques et des figures de dessiccation (Fig. I-4 ; Thomas et al., 2002, 2004 ; Bouougri & Saquaque, 2004 ; Alvaro et al., 2014a). Ces dépôts reposent en discordance sur le socle paléoprotérozoïque (Thomas et al., 2004 ; Bouougri et Saquaque, 2004).

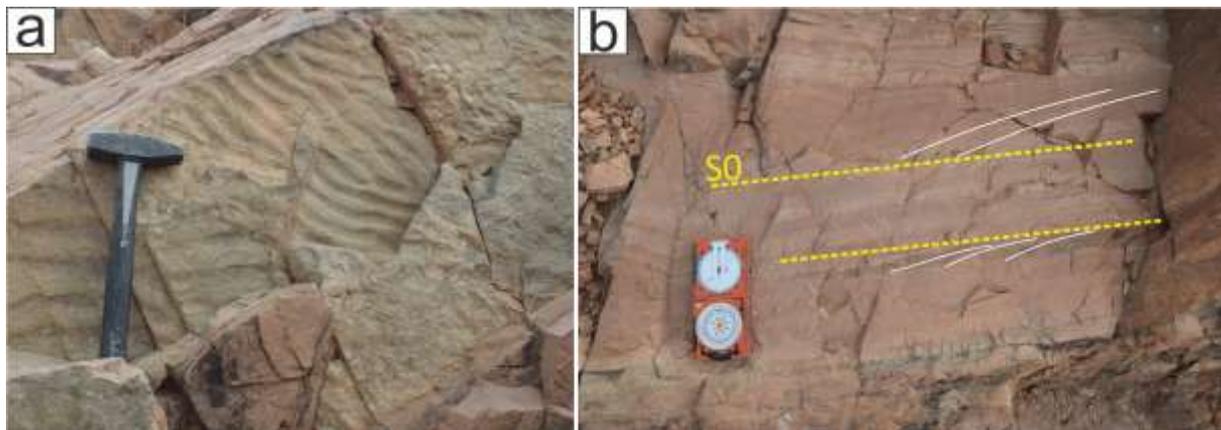


Figure I-4 : Quelques structures sédimentaires caractéristiques des faciès proximaux de marges passives dans les formations quartzieuses du Groupe de Taghdout (boutonnière de Zenaga, Anti-Atlas central). (a) Rides de courant. (b) Stratifications obliques.

L'âge du groupe de Taghdout est controversé. Pendant longtemps, il a été associé à la formation d'une marge passive le long du WAC au Néoprotérozoïque précoce (Choubert, 1963 ; Thomas et al., 2002, 2004) vers 787 Ma (Rb-Sr, Clauer, 1976 ; Cahen et al., 1984). Cependant, avec les âges obtenus (U-Pb sur baddeleyite) sur de nombreux dykes et essaims de dykes de la Suite d'Ifzwane intrudant le socle paléoprotérozoïque et le Groupe de Taghdout dans plusieurs boutonnières (par exemple Zenaga, Sirwa, Ighrem, Tagragra d'Akka, Tagragra de Tata, Kerdous et Bas Drâa ; Fig. I-3) par Youbi et al. (2013) (2040 Ma, 1750 Ma, 1650 Ma, 1416-1380 Ma, 870 Ma) et Kouyaté et al. (2013) (2040 ± 2 Ma, 1650 Ma, 885 Ma), il a été suggéré par ces auteurs que le groupe Taghdout pourrait avoir un âge Mésoprotérozoïque. D'un autre côté, de nouvelles datations sur un sill mafique ont donné un âge de 1710 Ma (U-Pb sur baddeleyite, Ikenne et al., 2017), un âge de 1639 ± 34 Ma (U-Pb SHRIMP, Ait Lahna et al., 2016) et un âge de 1676 ± 37 Ma (U-Pb SHRIMP, Ait Lahna et al., 2020) suggérant que le groupe de Taghdout est plus ancien de 1 Ga que prévu. Des travaux de datation sur les quartzites occupant le sommet du Groupe de Taghdout près du village de Taghdout (Letsch et al., 2018) ont montré que ces roches ne contiennent pas de zircons détritiques plus jeunes que 1987 Ma (Benziane, 2007 ; Walsh et al., 2012) et 1809 Ma (Abati et al., 2010), respectivement, ce qui suggère un âge de dépôt maximal d'environ 1890 Ma pour les parties supérieures du Groupe de Taghdout. Tandis que des travaux sur les zircons détritiques des quartzites de la partie supérieure du groupe de Lkest (équivalent du Groupe de Taghdout dans l'Anti-Atlas occidental) dans la boutonnière d'Ifni, présentent deux groupes principaux d'âges : 2060-1890 et 1810-1640 Ma (Schulte et al., 2016), avec un âge maximal de dépôt d'environ 1744 Ma. Se basant sur les travaux d'Abati et al. (2010), de Walsh et al. (2012), de Letsch et al. (2018), de Bouougri et al. (2020), en plus de nouvelles données géochronologiques, Ait Lahna et al. (2020)

proposent un raffinement de la subdivision lithostratigraphique du Groupe de Taghdout (proposée par Bouougri et Saquaque, 2004) suggérant que le dépôt de cette séquence de marge passive a duré du Paléoprotérozoïque jusqu'au Néoprotérozoïque (2.0 Ga - 700 Ma).

c. La suite d'Ifzwane-Toudma

Comme mentionné en haut, le socle paléoprotérozoïque ainsi que les formations du groupe de Taghdout se trouvent intrudés par d'abondants essaims de dykes et de sills de nature doléritiques, gabbroïque, microdioritique et microgranitique dont l'âge varie d'environ 1,75 Ga à environ 0,88 Ga (El Bahat et al., 2013 ; Kouyaté et al., 2013 ; Youbi et al., 2013 ; Ait Lahna et al., 2016 ; Ikenne et al., 2017), connus sous le nom de la Suite d'Ifzwane dans les boutonnières de l'Anti-Atlas central (Thomas et al., 2004) et de Toudma dans l'Anti-Atlas occidental (Smith et al., 2001 ; Thomas et al., 2004) et définis comme des tholéïtes continentales (Ikenne et al., 1997 ; Hafid et al., 2001 ; Ennih et al., 2001 ; El Aouli et al., 2004, 2010).

1.2. Le cycle cryogénien – panafricain

Les successions cryogéniennes correspondent essentiellement à des séquences d'ophiolites (Groupe de Bou Azzer) et d'arcs (Groupe d'Iriri) déposées durant la dislocation de la bordure nord du craton ouest-africain (Thomas et al., 2004), et qui sont préservées dans les boutonnières de Bou Azzer et Sirwa (Thomas et al., 2004 ; El Hadi et al., 2010 ; Hefferan et al., 2014 ; Triantafyllou et al., 2016, 2018, 2020). Ces séquences retracent l'évolution de la chaîne anti-atlasique durant l'orogénèse panafricaine.

a. Le Groupe de Bou Azzer (la séquence ophiolitique)

Le Groupe de Bou Azzer correspond l'ensemble des roches ignées produites par l'activité d'une zone de subduction intra-océanique (Thomas et al., 2004). Les unités qui composent

ce Groupe ont été démembrées, puis accrétées et obductées sur la bordure Nord du Craton Ouest Africain, représentant aujourd'hui une paléosuture océanique orientée NW-SE affleurant principalement au sein des boutonnières précambriennes de Bou Azzer et du Sirwa (Khzama et Nkob), dans l'Anti-Atlas central (Fig. I-3).

Le groupe de Bou Azzer comporte tous les termes d'un plancher océanique et est composé (de bas en haut) de péridotites serpentinisées (harzburgites mantelliques), de cumulats ultrabasiques et basiques, de diabases et de pillow-lavas, ainsi que d'une série volcanosédimentaire à intercalations calcaires au sommet (Gasquet et al., 2008). Ces roches sont fortement tectonisées et métamorphisées (El Hadi et al., 2010 ; Triantafyllou et al., 2016, 2018, 2020).

L'âge de la séquence ophiolitique a toujours fait débat en raison qu'aucun âge protolithique n'a été mesuré dans le passé. Au sein de la Boutonnière de Bou Azzer - El Grâara, un âge de 788 ± 10 Ma (méthode Rb-Sr ; Clauer, 1974) a été fixé correspondant à un âge de l'effet thermique induit dans les sédiments pélitiques de Tachdamt par des dykes basiques probablement contemporains de l'océanisation. D'un autre côté, un âge à 697 ± 6 Ma (U-Pb sur zircon) interprété comme étant l'âge de l'ophiolite d'Aït Ahmane a été fourni sur une roche gabbroïque appartenant au complexe de Bougmane (El Hadi et al., 2010).

Dans la boutonnière de Siroua, Samson et al. (2004) proposent un âge de 762 ± 2 Ma (U-Pb sur zircons) pour le plagiogranite de Tasriwine) associé à l'ophiolite de Khzama, interprété comme l'âge de formation de la croûte océanique. De nouvelles données géochronologiques ont montré que l'âge de l'ophiolite de Bou Azzer est de 759 ± 2 Ma (U-Pb sur zircons d'un métagabbro d'Aït Ahmane ; Hodel et al., 2020), confirmant le lien pétrogénétique avec l'ophiolite de Sirwa (762 ± 2 Ma, Samson et al., 2004).

b. Le Groupe d'Iriri (les formations d'arc magmatique)

Les complexes ophiolitiques de l'Anti-Atlas sont spatialement reliés à plusieurs complexes allochtones interprétés comme des vestiges de complexes d'arcs intra-océaniques (Thomas et al., 2002, 2004 ; D'Lemos et al., 2006 ; Triantafyllou et al., 2016, 2018, 2020). Il s'agit des complexes de Bougmane et Tazigzaout dans la boutonnière de Bou Azzer–El Grâara, et le complexe d'Iriri-Tachakoucht-Tourtit dans la boutonnière de Sirwa.

Les complexes de Bougmane et Tazigzaout hautement métamorphisés sont formés d'orthogneiss de composition mafique (amphibolite) et felsique (gneiss oeilé granitique et granodioritique) (étude détaillée dans Triantafyllou et al., 2016) étroitement associées à des magmas intrusifs hornblenditiques, gabbroïques, granodioritiques et granitiques (datés entre 710 et 690 Ma, D'Lemos et al., 2006 ; El Hadi et al., 2010 ; Triantafyllou et al., 2016), alors que le complexe d'Iriri-Tachakoucht-Tourtit, il est constitué de gneiss de composition andésitique à dacitique (formation de Tachakoucht), intrudés par des magmas hornblenditiques et des dykes de gabbros à hornblende.

Les deux complexes de Bougmane dans la boutonnière de Bou Azzer–El Grâara, et celui d'Iriri-Tachakoucht-Tourtit apparaissent comme étant le produit de plusieurs épisodes magmatiques successifs présentant une signature géochimique d'arc formé en domaine océanique (Thomas et al., 2002 ; Triantafyllou et al. 2016). Triantafyllou et al. (2018) précisent que cette activité magmatique s'étend sur 120 Ma durant trois épisodes magmatiques (760-640 Ma).

L'âge des roches d'affinité d'arc volcanique de la boutonnière de Bou Azzer–El Grâara a été fixé à 745 ± 5 Ma et 755 ± 9 Ma (Thomas et al., 2002 ; D'Lemos et al., 2006 ; Admou et al., 2013 ; Hefferan et al., 2014 ; Blein et al., 2014b), alors que les travaux de Triantafyllou

et al., (2016) donnent un âge protolithique compris entre 735 ± 7 Ma et 725 ± 7 Ma pour les gneiss de la formation de Tachakoucht dans la boutonnière de Sirwa, et un âge plus jeune, compris entre 651 ± 5 Ma et 641 ± 5 Ma sur des horizons leucocrates produits au sein de ces gneiss par la fusion partielle induite par les intrusions d'Iriri.

1.3. La fermeture du domaine océanique : dépôts et magmatisme post-collisionnels (630 – 545 Ma)

Cette période post-collisionnelle ayant lieu au cours de l'Édiacarien est caractérisée par la mise en place d'une série de phases de dépôts volcanosédimentaires et plusieurs phases de magmatisme qui marquent la fermeture du domaine océanique Cryogénien. Durant cette période a lieu un bouleversement majeur de l'activité tectonique, marqué par le passage d'un régime tectonique transpressif vers un régime de relaxation post-orogénique transtensif (Thomas et al. 2002 ; Liégeois et al. 2006 ; Ennih & Liégeois, 2008 ; Gasquet et al. 2008 ; Errami et al. 2009 ; Tuduri et al. 2018). À ce dernier régime est associée une phase de dépôt en bassin 'pull-apart', ainsi qu'une activité magmatique post-collisionnelle intense (Poulet et al., 2007 ; Walsh et al., 2012 ; Toummite et al., 2012 ; Alvaro et al., 2014b ; Belkacim et al., 2016). Les roches magmatiques associées à cette événement édiacarien montrent des affinités calco-alcaline fortement potassique à shoshonitique (Errami, 2001 ; Ennih & Liégeois, 2001 ; Thomas et al., 2002 ; Gasquet et al., 2008 ; Walsh et al., 2012 ; Blein et al., 2014b ; Yajioui, 2019).

Cette période est subdivisée en trois principaux groupes de dépôts volcanosédimentaires successifs : (i) le Groupe du Saghro, (ii) le Groupe de Bou Salda et (iii) le Groupe de Ouarzazate.

a. *Le Groupe du Saghro (630-604 Ma)*

Une importante phase de dépôts sédimentaires détritiques et volcanoclastiques a succédé à l'accrétion du domaine océanique (groupes de Bou Azzer et d'Iriri). Ces dépôts sont regroupés sous le nom du Groupe de Saghro et affleurent dans l'Anti-Atlas Central et l'Anti-Atlas Occidental, mais restent bien exposés au sein de la boutonnière du Saghro. Ils consistent à la base en des turbidites silicoclastiques associée à des dépôts volcaniques et volcano-détritiques, passant à des dépôts détritiques plus grossiers au sommet (Fekkak et al., 2000 ; Alvaro et al., 2014a ; Gasquet et al., 2008).

Les formations du groupe de Saghro se sont accumulées dans un contexte d'arrière-arc dans un intervalle temporel allant de 604 à 630 Ma (Michard et al., 2017 ; Errami et al., 2020). Les données géochronologiques (U-Pb) indiquaient un âge maximal de dépôt de 610 Ma pour le Groupe du Saghro (Liégeois et al. 2006 ; Gasquet et al. 2008 ; Abati et al. 2010), alors qu'Errami et al. (2020) proposent un âge de 604 ± 5 Ma comme nouvel âge maximal de dépôt pour ce Groupe (Errami et al., 2020, 2021).

Les formations du groupe de Saghro sont déformées et métamorphisées dans des conditions de faciès des schistes verts durant l'orogénèse panafricaine (Thomas et al., 2002 ; Alvaro et al., 2014 ; Errami et al., 2020). Cette déformation reflétant la fermeture du bassin d'arrière-arc causée par une collision avec le socle précambrien du domaine atlaso-mésétien, s'est produite dans un régime transpressif au plus tard entre 600 ± 3 Ma et 603 ± 6 Ma, âges de la mise en place des corps granitiques d'Iknioun et d'Imiter (Errami et al., 2020). Ces derniers sont associés à une importante période de magmatisme succédant au dépôt du Groupe de Saghro générant la mise en place d'intrusions felsiques post-collisionnelles tels que des granitoïdes calco-alcalins potassiques et de plutons mafiques mineurs regroupés sous le nom de la suite d'Assarag (Thomas et al., 2002, 2004

; Gasquet et al., 2005 ; Toummite et al., 2013). L'une des importantes intrusions faisant partie de la suite d'Assarag est le batholite d'Ida-ou-Iloun situé au Sud de la boutonnière de Sirwa (Jouider, 1997 ; Touil, 1999 ; Touil et al., 2008), et dont l'unité la plus mafique correspond au gabbro d'Arg et la diorite de Tamtattarn qui sont exposés dans la partie centrale de la boutonnière de Sirwa, principalement la zone jalonnée par l'AAMF, tandis que le pôle le plus acide est représenté par le granite de Mzil (ou Amassine) daté à 614 ± 10 Ma (Thomas & al., 2002). Ce granite est d'une importance majeure pour notre étude, et sera révoqué sous le nom d'Amassine dans les chapitres à venir de ce manuscrit.

Le dépôt du Groupe de Saghro enregistre le dernier événement syn-métamorphique compressif et/ou transpressionnel du cycle orogénique panafricain dans l'Anti-Atlas, laissant ainsi la voie au début de l'orogénèse cadomienne vers 570 Ma (Hefferan et al., 2014 ; Linemann et al., 2014 ; Michard et al., 2017 ; Errami et al., 2020).

b. Le Groupe de Bou Salda (571-567 Ma)

Le Groupe de Bou Salda dans la boutonnière de Siroua, équivalent des groupes de M'Gouna (Saghro), de Tiddiline (Bou Azzer) et d'Anezi (Kerdous), qui a été déposé en discordance sur les formations du groupe du Saghro (Thomas et al., 2004 ; Alvaro et al., 2014a ; Errami et al., 2020). Le Groupe de Bou Salda est très faiblement métamorphisé en faciès schiste vert (Errami et al., 2020). Il est constitué d'une épaisse formation volcanosédimentaire déposée dans des bassins très subsidentes probablement liées à une tectonique transtensive (Errami et al., 2009 ; Blein et al., 2014b). Des âges compris entre 604 et 607 Ma ont été obtenus à partir de rhyolites et des ignimbrites des groupes de Bou Salda et de Tiddiline (Thomas et al., 2002 ; Blein et al., 2014b ; Errami et al., 2020). En outre, des datations sur des zircons détritiques d'un conglomérat du groupe de Tiddiline indiquent un âge de 604 ± 18 (Hefferan et al., 2012), tandis que des âges obtenus sur des

zircons détritiques provenant des diamictites du même groupe présentent des pics paléoprotérozoïques et édiacariens centrés à 593 Ma, révélant ainsi un âge de dépôt plus jeune (Letsch et al., 2018). Des données de datations plus récentes indiquent un âge de dépôt maximum de 571 ± 4 Ma obtenu sur un échantillon de grès du Groupe de M'Gouna dans la boutonnière de Saghro, ainsi qu'un intervalle de dépôt très réduit limité à 4 Ma maximum (Errami et al., 2020).

c. Le Groupe d'Ouarzazate (567-545 Ma)

Le deuxième groupe correspond au Groupe d'Ouarzazate. Ce dernier est réparti sur l'ensemble de l'Anti-Atlas et correspond à des coulées rhyolitiques interstratifiées avec des grès volcanoclastiques, des shales, ainsi que des brèches et conglomérats polygéniques (Gasquet et al., 2008). Le dernier événement compressif panafricain conduit à l'inversion des bassins de dépôts des formations du Groupe de Bou Salda et à la formation de reliefs ainsi que leur érosion rapide. C'est sur cette surface de discordance que le Groupe de Ouarzazate s'est déposé (Blein et al., 2014b ; Errami et al., 2020). Selon les données de littérature, les principaux âges U-Pb des zircons du groupe de Ouarzazate sont compris entre 575 et 545 Ma (Hawkins et al., 2001 ; Cheilletz et al., 2002 ; Walsh et al., 2002 ; Gasquet et al., 2005, 2008 ; Blein et al., 2014a, 2014b ; Errami et al., 2020). Les données de datations plus récentes sur une ignimbrite de la base du Groupe de Ouarzazate donnent un âge de 567 ± 4 Ma (U-Pb) indiquant le début du dépôt du groupe de Ouarzazate (Errami et al., 2020).

**1.4. Dépôt de sédiments vers la fin de l'Édiacarien et le début du Cambrien
(Groupe de Tata et de Taroudant)**

Le groupe de Tata et de Taroudant correspond à la transition Protérozoïque/Cambrienne marquée par le développement d'un bassin d'avant-pays daté à environ 544 Ma (Magaritz

et al., 1991 ; Gasquet et al. 2005 ; Thomas et al., 2004). Il est constitué de puissantes unités carbonatées qui traduisent une transgression majeure au Cambrien (Choubert et Faure-Muret, 1956 ; Benssaou et Hamoumi, 2003, 2004) et repose en discordance sur les formations du Supergroupe d'Ouarzazate (Leblanc et Lancelot, 1980).

Dans la boutonnière de Sirwa, Thomas et al. (2002, 2004) distinguent de haut en bas :

- La formation de Tamallakout essentiellement grésopélitique avec des conglomérats de base.
- La formation d'Adoudou correspondant à une série de roche calcaro-dolomitique (calcaires inférieurs de l'Anti-Atlas).
- La série Lie de vin ou formation de Taliwine correspondant à une série régressive contenant des minéraux évaporitiques (halite et gypse) et des faciès continentaux.
- Une série carbonatée dont la partie sommitale correspond déjà à la base du Cambrien (calcaires supérieurs de l'Anti-Atlas).

La limite Néoprotérozoïque-Cambrien au Maroc est toujours discutée bien que plusieurs études la placent vers la base de groupe de Tata et de Taroudant (à 540 Ma, U-Pb sur zircons), quelque part dans les formations d'Adoudou - Taliwine (Latham et Riding, 1990 ; Margaritz et al., 1991 ; Compton et al., 1992 ; Maloof et al., 2005 ; Landing et al., 1998).

2. Evolution géodynamique de l'Anti-Atlas durant le Précambrien

L'évolution de la chaîne anti-atlasique durant le Précambrien a été et reste encore un sujet de débat, en vue de la controverse créée par un certain nombre de points telle que l'identité du craton hypothétique (impliqué dans la collision avec le craton ouest-africain), l'origine et la dimension du bassin océanique, la localisation de la suture océanique et la vergence de la subduction, ainsi que la présence ou non d'un bassin arrière arc et le rôle de l'Anti-Atlas oriental dans l'évolution géodynamique de la bordure nord du craton ouest-africain.

Ceci dit, les auteurs se sont mis d'accord sur le fait que la structuration de la chaîne anti-atlasique est le résultat des deux orogénèses : éburnéenne et panafricaine. Basée sur trois modèles géodynamiques (Figs. III-5, III-6 et III-7), l'évolution de la chaîne anti-atlasique peut être résumée comme suit :

- 1) Ayant lieu durant le Paléoproterozoïque, l'orogénèse éburnéenne s'est manifestée par du métamorphisme et plusieurs épisodes magmatiques associés à une phase d'extension, et dont les vestiges privilégiés sont des roches métamorphiques supra-crustales et métasédimentaires, des intrusions granitiques pré- à syntectoniques et des dykes (affleurant dans l'Anti-Atlas central et occidental) recoupées par des intrusions de granitoïdes et de granites péralumineux (Choubert, 1963 ; Charlot, 1976, 1978 ; Mrini, 1993 ; Aït Malek, 1997 ; Barbey et al., 2004 ; Thomas et al. 2004).
- 2) Vers la fin de cette orogénèse, un rifting entre le craton ouest-africain et un continent hypothétique inconnu entraîna la mise en place d'un domaine de marge passive (Groupe de Taghdout) dans un bassin associé à un magmatisme distensif tholéitique (Thomas et al., 2004 ; Alvaro et al., 2014a) qui s'est traduit par la mise en place des dykes et sills doléritique de la suite d'Ifzwane (Thomas et al., 2002). Bien qu'encore mal contraint dans le temps, cet épisode de rifting est considéré comme étant probablement d'âge Tonien s'étalant entre 2.0 Ga et 700 Ma (Gasquet et al., 2008 ; Walsh et al., 2012 ; Bouougri et al., 2020).
- 3) Un bassin océanique se développe marquant le début d'une phase magmatique majeure (ou phase de l'orogénèse panafricaine) largement décrite dans le massif de Sirwa et dans la boutonnière de Bou-Azzer (Leblanc et Lancelot, 1980). L'activité magmatique intra-océanique s'étend de 760 à 640 Ma et se marque par

la formation d'ophiolites et de complexes d'arcs magmatiques (e.g. [Samson et al., 2004](#) ; [D'Lemos et al., 2006](#) ; [El Hadi et al., 2010](#) ; [Walsh et al., 2012](#) ; [Blein et al., 2014b](#) ; [Triantafyllou et al., 2016, 2018, 2020](#) ; [Hodel et al., 2020](#)).

- 4) Par la suite, les unités qui composent le Groupe de Bou Azzer ont été démembrées, puis accrétées et obductées sur la bordure Nord du craton ouest-africain, représentant aujourd'hui une paléosuture océanique orientée NW-SE affleurant principalement au sein des boutonnières précambriennes de Bou Azzer et du Sirwa, dans l'Anti-Atlas central (Fig. I-3). [Gasquet et al., \(2008\)](#) estiment que l'accrétion se situerait aux environs de 665 Ma mais les données récentes exposées par [Triantafyllou et al. \(2018\)](#) repoussent la collision après 640 Ma.
- 5) La phase orogénique panafricaine majeure se traduit par d'intenses déformations et du métamorphisme culminant localement dans le faciès des schistes vertes ([Leblanc, 1975](#) ; [Leblanc et Lancelot, 1980](#) ; [Leblanc, 1981](#) ; [Fekkak, el al., 2000](#) ; [Thomas et al., 2002](#) ; [Bouougri & Saquaque, 2004](#) ; [Errami et al., 2020](#)) et la mise en place d'intrusions granitiques syn- à tardi-tectoniques et des dykes acides et basiques ([Leblanc et Lancelot, 1980](#) ; [Saquaque et al., 1992](#)). Cette collision se marque par la mise en place de bassins syn-orogéniques turbiditiques (flysch) vers la fin du Cryogénien et au début de l'Ediacarien, (Groupe de Saghro : 630-604 Ma ; [Liégeois et al. 2006](#) ; [Gasquet et al. 2008](#) ; [Abati et al. 2010](#) ; [Errami et al., 2020](#)). Les dépôts volcanosédimentaires édiacariens post-collisionnels des groupes de Bou Salda (571-567 Ma) et de Ouarzazate (567-545 Ma) viennent ensuite se déposer en discordance sur les formations du Groupe de Saghro ([Errami et al., 2020](#)). Certains auteurs associent ce magmatisme à un événement post-collisionnel ([Thomas et al., 2002](#) ; [Ennih et Liégeois, 2001](#)) d'autres proposent que

ce soit une conséquence de l'orogénèse cadomienne affectant la périphérie de Gondwana (Errami et al., 2020).

Cependant, l'histoire géodynamique de l'Anti-Atlas durant l'orogénèse panafricaine a suscité plusieurs débats. Les controverses portent essentiellement sur la vergence de la subduction et la position de la suture panafricaine (Ennih et Liégeois, 2001 ; Gasquet et al., 2005 ; Bousquet et al., 2008 ; El Hadi et al., 2010 ; Walsh et al., 2012 ; Blein et al., 2014 ; Triantafyllou et al., 2016). Certains auteurs optent pour une subduction à vergence Sud (Leblanc, 1975 ; Gasquet et al., 2008) (Fig. I-5), alors que d'autres penchent pour une vergence Nord (Saquaque et al., 1989 ; Hefferan et al., 2002 ; Soulaïmani & Burkhard, 2006 ; Blein et al., 2014b) (Fig. I-6). Walsh et al. (2012) concluent que l'AMAA représente la suture océanique de la subduction à vergence Nord durant les stades tectoniques du Panafricain avec un renversement de polarité de la subduction vers le Sud qui serait survenu à 615-560 Ma. Ennih et Liégeois (2001) proposent que la suture soit localisée au niveau de la faille sud-atlasique (Fig. I-7).

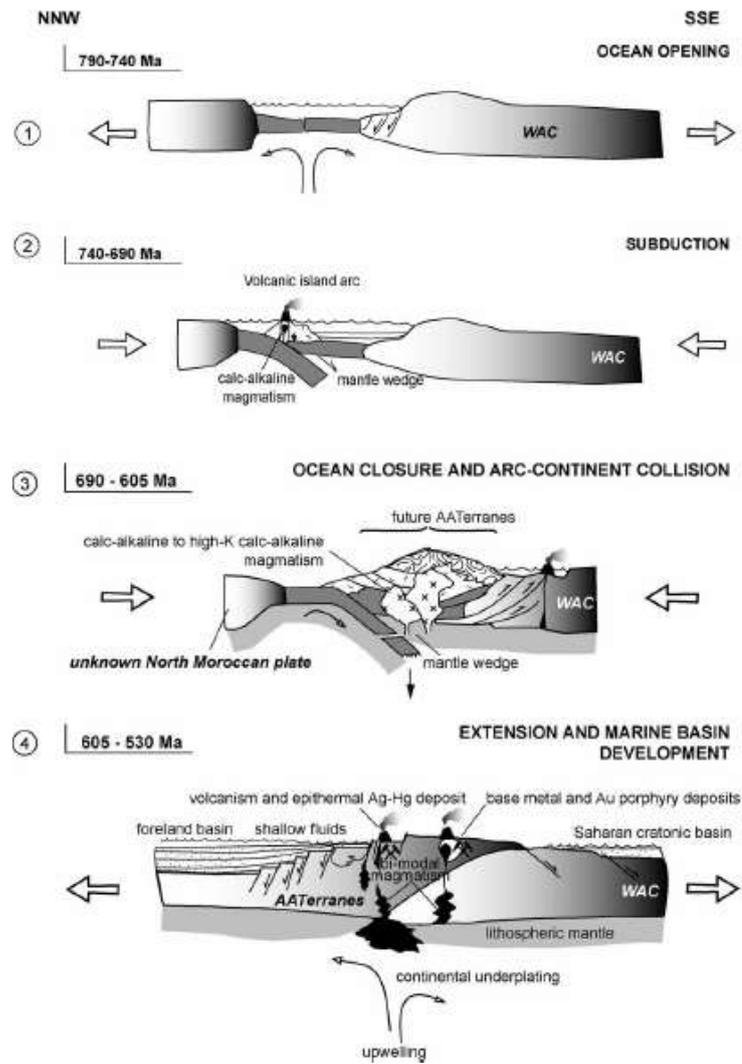


Figure I-5 : Modèle géodynamique du domaine panafricain de l'Anti-Atlas (Levresse (2001) modifié par Gasquet et al. (2005).

Stade (1) : Distension et mise en place d'une croûte océanique

Stade (2) : Subduction (mise en place d'un magmatisme calco-alcalin à l'origine des formations d'arc de Saghro)

Stade (3) : fermeture du bassin et collision d'arc avec le craton ouest africain.

Stade (4) : extension post-orogénique.

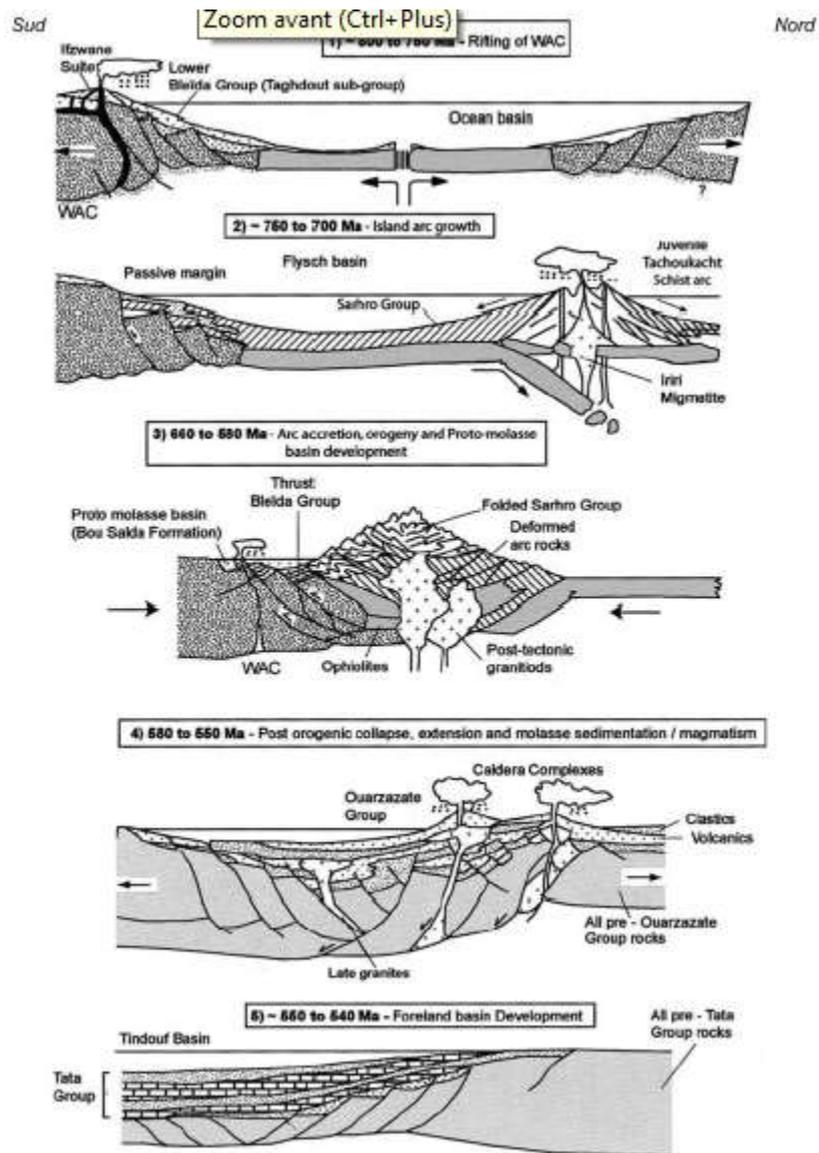


Figure I-6 : Modèle d'évolution de la chaîne Anti-Atlasique pendant l'orogène panafricain selon une coupe Sud-Nord, (Thomas et al., 2002).

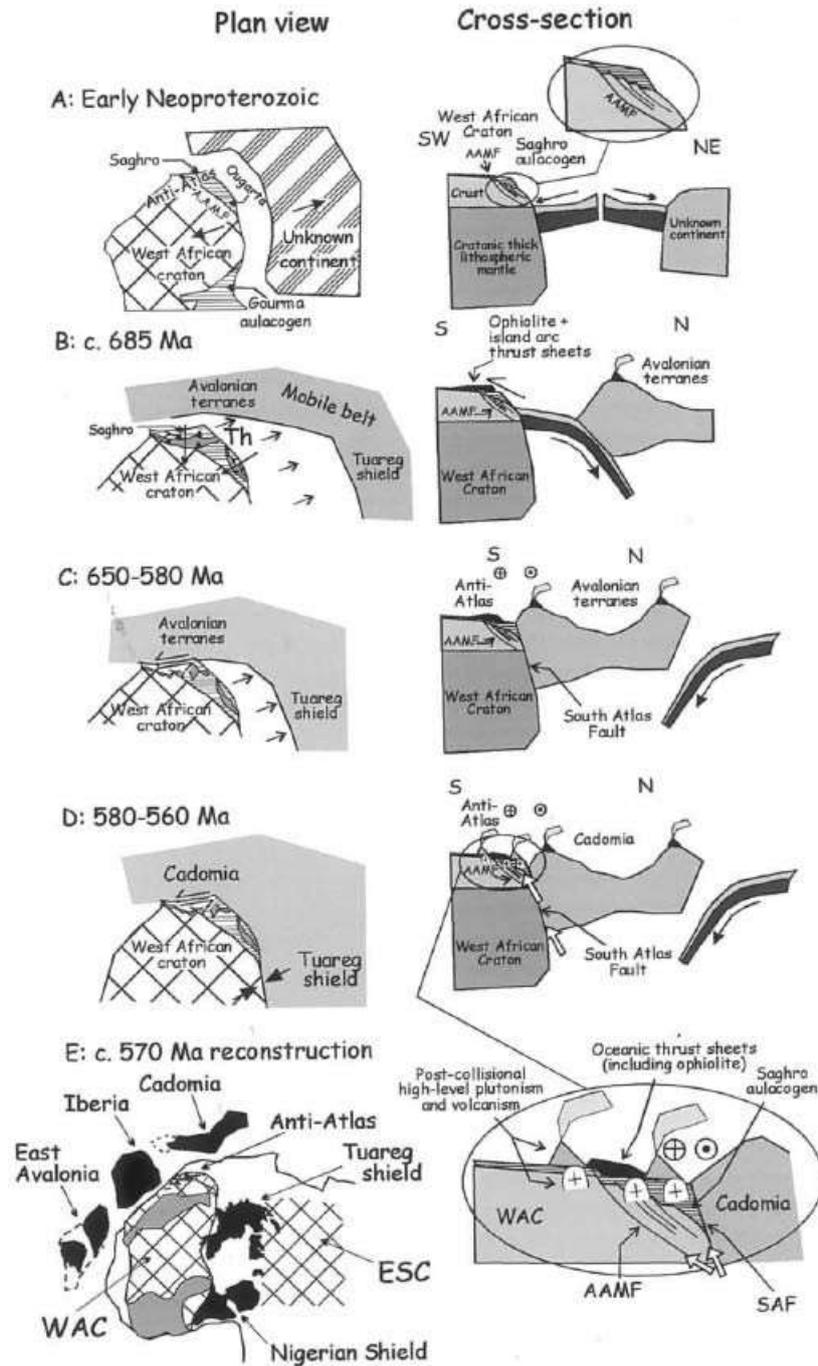


Figure I-7 : Modèle de reconstruction géodynamique de la chaîne anti-atlasique pendant l'orogène panafricain selon [Ennih et Liégeois \(2001\)](#).

3. Orogénèse hercynienne

Dans l'Anti-Atlas, [Soulaimani and Burkhard \(2008\)](#) et [Soulaimani et al., \(2014\)](#) décrivent des plis anticlinaux d'orientation NW-SE et une foliation Varisque localement surimposé aux structures panafricaines dans le socle de la boutonnière et les interprètent comme une réactivation des structures panafricaines lors de la compression tardi-paléozoïque.

La compression tardi-paléozoïque a engendré la formation de structures plissées (métrique à kilométrique) dans la couverture tardi-néoprotérozoïque à paléozoïque anti-atlasique ([Leblanc and Lancelot, 1972](#) ; [Soulaimani et al., 1997](#) ; [Faik et al., 2001](#) ; [Soulaimani and Burkhard, 2008](#) ; [Soulaimani et al., 2014](#)).

Comme mentionné dans l'introduction générale de ce manuscrit (section 2), plusieurs études ont mis en évidence l'importance majeure de la phase hercynienne pour la formation de certains gisements anti-atlasiques, comme proposé pour certains gisements cuprifères ([Pouit, 1966](#) ; [Skacel, 1993](#) ; [Benssaou et Hamoumi, 1999](#) ; [Clavel and Leblanc, 1971](#) ; [Maacha et al., 2011b](#) ; [El Azmi et al., 2014](#) ; [Bourque et al., 2015](#) ; [Bourque, 2016](#)).

V. La boutonnière de Sirwa

Le gisement de talc sujet d'étude, se trouve encaissé par les formations du Groupe de Taghdout dans la zone de Nkob au sud de la boutonnière de Sirwa (Fig. I-8).

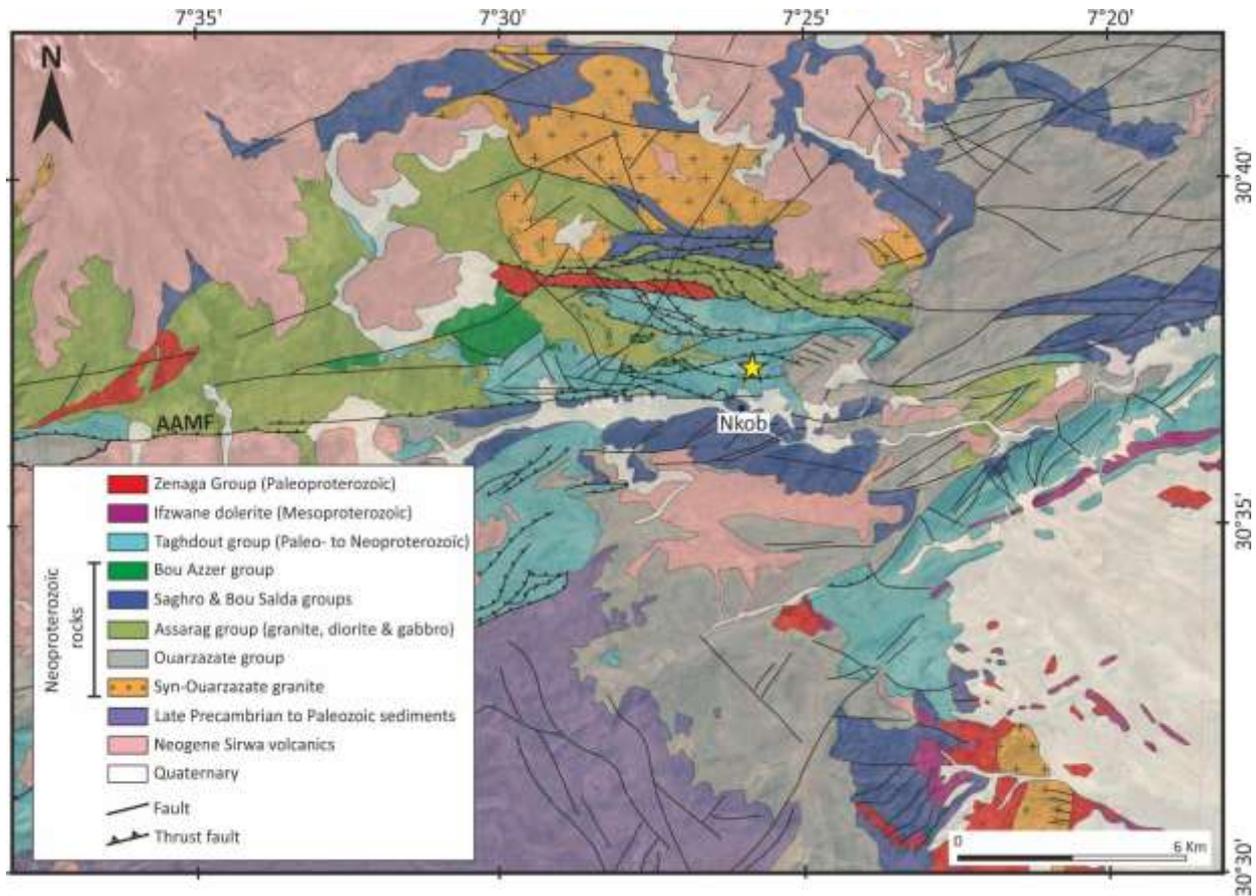


Figure I-8 : Carte géologique de la partie sud de la boutonnière de Siroua (modifiée d'après Thomas et al., 2002). L'étoile indique l'emplacement du gisement de talc de Nkob.

Cette dernière est située dans l'Anti-Atlas central et constitue le trait d'union entre le Haut Atlas et l'Anti-Atlas (Figs. I-3 et I-9). Elle est limitée par deux grands accidents d'une importance géodynamique majeure. Il s'agit de l'Accident Sud Atlasique au nord et l'Accident Majeur de l'Anti- Atlas au sud (Figs. I-3 et I-9). Diverses formations sédimentaires, métamorphiques et magmatiques affleurent au sein de cette boutonnière.

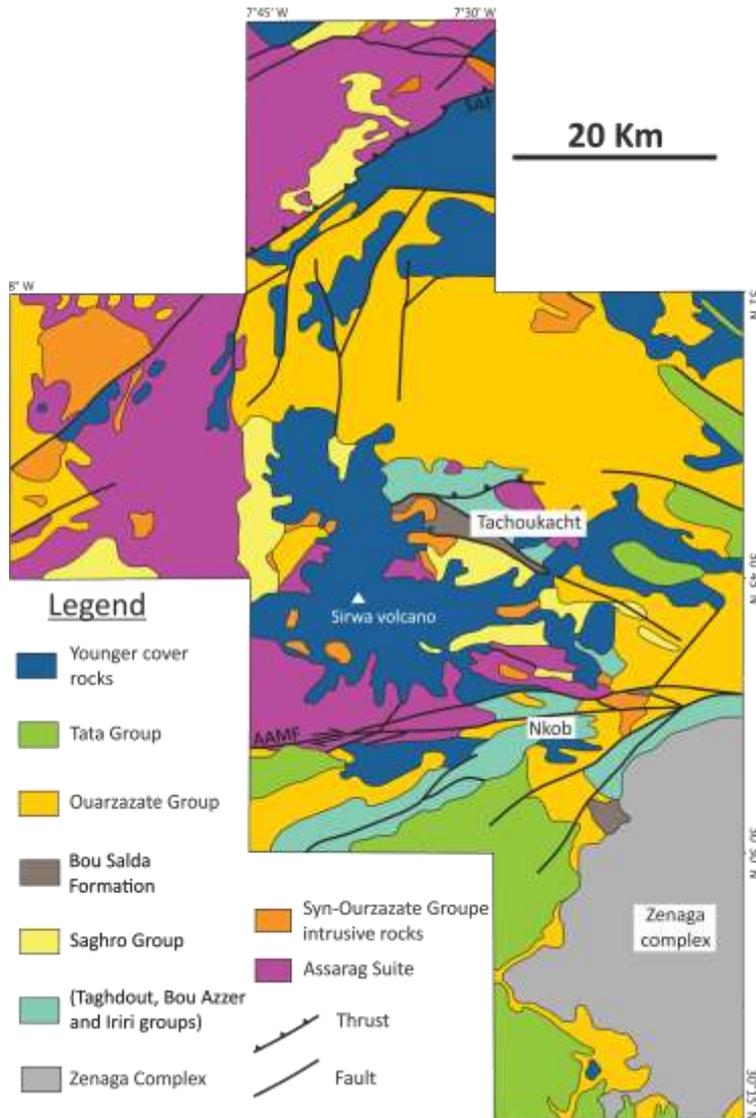


Figure I- 9 : Carte géologique simplifiée de la boutonnière de Sirwa (d'après Thomas et al., 2002).

Le complexe Paléoproterozoïque de Zenaga (~2035 Ma ; Fig. I-8 et I-9) est composé d'un socle parasédimentaire et de granitoïdes (Thomas et al., 2002). Le groupe de Taghdout est constitué de basaltes, de séquences sédimentaires (méta) carbonatées et silicoclastiques déposées en discordance sur le socle cratonique (Thomas et al., 2002, 2004 ; Bouougri et Saquaque, 2004). Toute la boutonnière est recoupée par des dykes basiques de dolérites de la suite d'Ifzwane d'orientation NNE, NW et EW (Thomas et al., 2002).

Au sein de cette boutonnière affleurent des complexes ophiolitiques (Groupe de Bou Azzer) (Fig. I-9) similaires au complexe ophiolitique affleurant au sein de la boutonnière

Bou Azzer-El Grâara. On en cite l'ophiolite de Nkob vers le Sud et celui de Khzama vers le Nord. Le complexe de Khzama vers le nord représente une séquence ophiolitique presque complète, composée de roches ultramafiques (serpentinites dérivant d'harzburgites), de cumulats ultramafiques et mafiques (métagabbros) ainsi que des amas massifs de roches metabasaltiques (El Boukhari et al., 1992 ; Thomas et al., 2002 ; Fig. I-9). Au sud de cet ophiolite affleure des roches gneissiques foliées, des hornblendites et des faciès intermédiaires migmatitiques, l'ensemble interprété comme un complexe d'arc (Groupe d'Iriri) (Thomas et al., 2002 ; Triantafyllou et al., 2016 ; Triantafyllou et al., 2018 ; 2020). Le complexe de Nkob vers le Sud de la boutonnière comporte une écaille tectonique ultrabasique et basique allochtone, considérée comme une suite ophiolitique (El Boukhari, 1991). Cette interprétation peut être mise en doute du fait de la faible épaisseur de l'écaille, de l'absence de roches mantelliques résiduelles, mais d'un autre côté, sa position sur l'AMAA la rend plausible (Fig. I-9).

Les formations du Groupe Saghro affleurent essentiellement au centre et au Nord de la boutonnière (Fig. I-9). Il s'agit de séquences turbiditiques et conglomératiques avec des roches volcaniques faiblement métamorphisées et déformées (Thomas et al., 2002). La suite d'Assarag est représentée par le batholite d'Ida-ou-Illoun, correspondant à un grand corps plutonique situé au Sud de la boutonnière, et qui est constitué d'une association de gabbro, diorite, granodiorite, monzogranite et leucogranite (Jouider, 1997 ; Touil, 1999 ; Touil et al., 2008). L'unité la plus mafique de ce pointement correspond au gabbro d'Arg et la diorite de Tamtattarn qui sont exposés dans la partie centrale de la boutonnière, tandis que le pôle le plus acide est représenté par le granite de Mzil (ou Amassine) daté à 614 ± 10 Ma (Thomas & al., 2002) (Fig. I-8 et I-9). Le Supergroupe de Ouarzazate représente plus de la moitié de la surface de la boutonnière, et est composé d'une

séquence volcanosédimentaire clastique (Thomas et al., 2002). Toutes les unités lithologiques sont recouvertes par les formations cambriennes du Groupe de Tata (Thomas et al., 2002).

Chapitre II : Méthodes et techniques analytiques

Ce chapitre, si bref, est consacré à la présentation des différentes techniques analytiques utilisées (les grands principes sur lesquels elles se basent, et les résultats qu'elles apportent) pour la réalisation des différentes caractérisations décrites dans les chapitres à venir.

I. Echantillonnage

Comprendre les phénomènes géologiques nécessite la combinaison de plusieurs approches aussi bien à l'échelle du terrain et au laboratoire. Plusieurs missions de terrain ont été menées de 2015 à 2019 au sein de la zone de Nkob-Amassine avec « l'Equipe de Géodynamique, Géo-éducation et Patrimoine Géologique de la Faculté de Sciences d'El Jadida » et « l'Equipe du Laboratoire de Géosciences et Environnement de Toulouse », dans le but de collecter les données de cartographie et de structurale, ainsi que d'effectuer l'échantillonnage des roches dans le but de les étudier au laboratoire.

Une centaine d'échantillons ont été récoltés sur différents points de la zone de Nkob, suivant des coupes métriques à pluri-métriques, dans le but d'observer les relations entre les différentes unités lithologiques, de déterminer des caractéristiques pétrographiques, minéralogiques et structurales des roches à l'échelle de l'affleurement, et de fournir une nouvelle cartographie pour le secteur et le gisement.

- En premier lieu, tous les échantillons ont été rigoureusement observés au microscope optique polarisant, dans le but de réaliser une description pétrographique spécifique des roches du secteur.
- Une sélection de ces échantillons a été choisi pour effectuer une caractérisation minéralogique pointu des roches du gisement (détermination des textures, des différentes paragenèses minérales, ...). En effet, 87 échantillons ont été choisi pour l'analyse à la diffraction des rayons X (DRX), 39 échantillons ont été choisi pour l'analyse à la microscopie électronique à balayage (MEB) et 16 échantillons ont été choisi pour l'analyse à la microsonde électronique.
- 15 échantillons représentatifs ont été choisi pour les analyses géochimiques sur roche totale (analyses des majeurs), afin de les utiliser pour la modélisation

thermodynamique mais aussi pour une caractérisation géochimique des roches du gisement. Le choix de ces échantillons a été fait en prenant en compte la nature lithologique des roches et leur position par rapport au granite.

- 4 échantillons de roches magmatique et métasédimentaire ont été sélectionnés pour une étude géochronologique.

La réalisation des lames minces et lames minces polies d'échantillons ont été réalisées aux ateliers de lames minces de la Faculté des Sciences d'El Jadida, de la Faculté des Sciences Semlalia de Marrakech, et du laboratoire de Géosciences Environnement Toulouse. Toutes les observations ont été faites au laboratoire de Géosciences Environnement Toulouse. Le broyage des roches a été réalisé au sein des ateliers de broyage de la Faculté des Sciences d'El Jadida et du laboratoire de Géosciences Environnement Toulouse, en utilisant un broyeur à anneau en agate.

Les coordonnées géographiques des lieux de prélèvement des échantillons sont données dans le tableau de l'Annexe 1.

II. Pétro-minéralogie

Afin de ressortir les différentes phases minérales, les échantillons de roches prélevées au sein du gisement de talc de Nkob et ses alentours (minéralogie et localisation fournies en Annexe 1) ont été analysées par différentes méthodes tels que la microscopie optique, la diffraction des rayons X et la microscopie électronique à balayage.

La microsonde électronique a été utilisée pour définir la composition chimique des phases minérales. Les éléments majeurs des roches nécessaires pour les calculs des diagrammes de phases ont été obtenues par analyse Roche Totale ICP-OES.

1. La microscopie optique

La microscopie optique constitue la méthode classique de base en pétrographie. Elle permet de distinguer et reconnaître les minéraux. Cette méthode a permis d'observer les relations texturales entre les minéraux, les différentes paragenèses et de définir les zones à observer au MEB et à analyser à la microsonde électronique.

2. La Diffraction des Rayons X (DRX)

Cette méthode est classiquement utilisée pour déterminer la nature des phases minérales présentes au sein d'un échantillon. Quantitativement, cette méthode reste imprécise, mais elle permet néanmoins de faire le bilan des phases majeures et mineures.

La grande majorité des analyses DRX ont été réalisées sur des poudres d'échantillons pulvérisés au laboratoire GET. L'appareil est un diffractomètre Bruker D2 Phaser équipé d'un détecteur à position incurvée CPS 120 Inel, couvrant un angle de 120° , réglé à 30 kV (Fig. II-1). En complément, des analyses ont été réalisées au Département de Géologie et de Géologie Appliquée de l'Université de Mons (UMONS, Belgique). Les analyses de XRD en vrac ont été réalisées avec un diffractomètre Bruker-Siemens D5000 (rayonnement Cu k-alpha) réglé à 40 kV et à une tension d'accélération et



Figure II-1 : Diffractomètre de rayons X Bruker D2 Phaser du GET.

un courant de faisceau de 30 mA, respectivement. Un monochromateur en graphite arrière a été utilisé pour minimiser la fluorescence des rayons X provenant du fer. Les

échantillons ont été séchés et broyés jusqu'à 50 µm et la poudre résultante a été pressée manuellement dans des supports d'échantillons de DRX. Les supports ont ensuite été radiographiés à une vitesse de balayage angulaire de 0,02°/s (2-theta) et à un temps de comptage de 1,5 s. La Microscopie Electronique à Balayage (MEB)

La microscopie électronique à balayage MEB (ou « Scanning Electron Microscopy » SEM) reste l'une des techniques puissantes d'observation des surfaces de matériaux solides (Ruste 2013). Des lames polies des différents échantillons collectées au sein du gisement ont été observées au Laboratoire Géosciences et Environnement de Toulouse (GET) à l'aide d'un microscope électronique à balayage (MEB), Jeol JSM 6360LV. Le MEB est couplé à un système d'analyse EDS de nouvelle génération, un « Silicon Drift Detector » (SDD) Bruker Quantax 10 mm² (Fig. II-2). Cette méthode permet une analyse semi-quantitative des minéraux. Les lames minces polies sélectionnées à partir des observations au microscope optique, ont été métallisées par une couche fine de carbone (environ 20 nm) pour rendre la surface conductrice. Cette technique a permis d'identifier et de mettre en évidence les différentes phases minérales et de caractériser leur morphologie et leur relations texturales à l'échelle microscopique. Les conditions d'analyse étaient de 14 mm pour la distance de travail, de 20 kV pour la tension d'accélération et de 50 µm pour la taille du faisceau, tandis qu'un filament de tungstène était utilisé comme source d'électrons. Quant à l'EDS, le temps de comptage pour les analyses semi-quantitatives était de 20s.

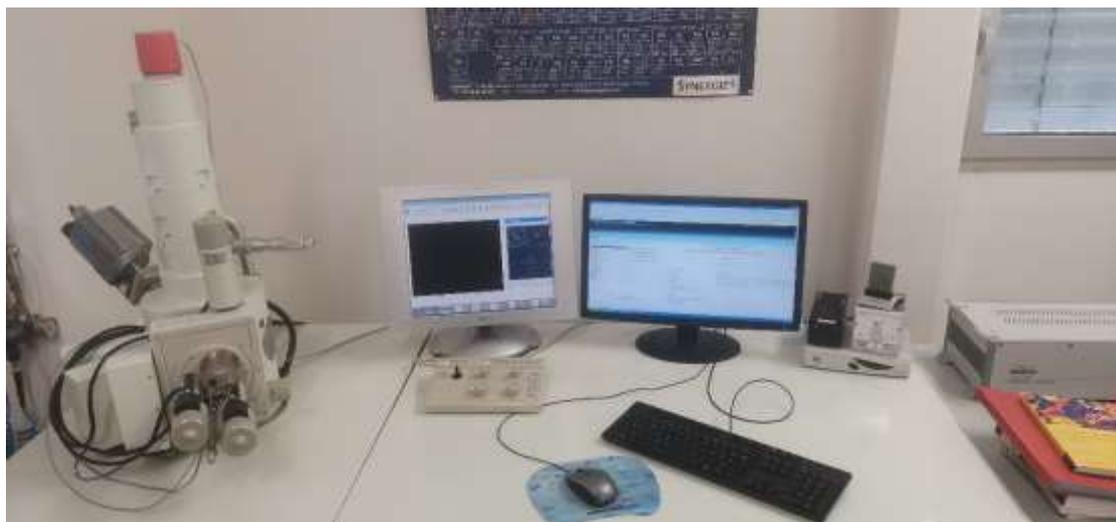


Figure II-2 : Microscope électronique à balayage (MEB) Jeol JSM 6360LV du Laboratoire Géosciences et Environnement de Toulouse (GET).

3. La microsonde électronique

La microsonde électronique ou sonde électronique (Electron Probe Micro Analyser, EPMA en anglais) est une technique d'analyse quantitative *in situ*. Il s'agit d'une technique d'analyse non destructive, permettant d'analyser les éléments du tableau périodique depuis B jusqu'à U, à des limites de détection très basses (jusqu'à 100 ppm). Elle est dotée d'un canon à électrons, d'une colonne électronique (avec une source à filament de tungstène), de spectromètres à dispersion de longueur d'onde (WDS) et de détecteurs d'électrons secondaires, rétrodiffusés et de rayons X (Fig. II-3).

L'analyse à la microsonde consiste à bombarder l'échantillon (lame mince polie ou d'une section polie) par un faisceau d'électrons. Suite à ce bombardement, certains électrons des couches électroniques internes sont expulsés des atomes et leur retour à l'état d'énergie initial se fait par émission, entre autres, de rayons X spécifiques à l'élément excité. Cette émission de rayons X secondaires est par la suite analysée et comptée par cinq spectromètres, selon la longueur d'onde caractéristique de l'élément à analyser. Le résultat brut en cps/nA est transformé donné en pourcentage d'oxydes via une calibration

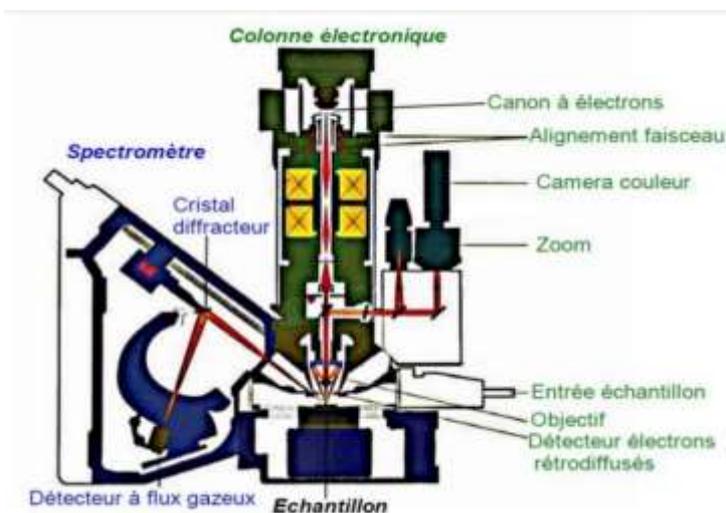


Figure II-3 : Schéma de principe d'une microsonde (Walker, 1999).

et des corrections.

Les analyses à la microsonde des échantillons pris au sein et en dehors du gisement de talc de Nkob (Annexe 2) ont été déterminées au "Centre de micro-caractérisation Raimond Castaing" (Toulouse, France) en utilisant une microsonde électronique CAMECA SXFIVE (Fig. II-4). Les conditions opératoires étaient les suivantes : une tension d'accélération de 15 kV, un courant de faisceau 10 ou 20 nA (en fonction de la résistance du minéral sous le faisceau). Les échantillons préparés sous forme de lames minces polies ont été recouverts d'une fine couche de carbone (env 20 nm).

Les composés standards utilisés pour l'étalonnage de l'appareil sont :

➤ Pour les carbonates :

- Na : albite ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$)
- Al : alumine (Al_2O_3)
- Si, Ca : Wollastonite (CaSiO_3)
- K : Sanidine (KAlSi_3O_8)
- Mn, Ti : Titanate de manganèse (MnTiO_3)
- Fe : oxyde ferrique (Fe_2O_3)
- Mg : MgO
- Ba : sulfate de baryum (BaSO_4)
- Sr : sulfate de strontium (SrSO_4)

➤ Pour les silicates :

- Na : albite ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$)
- Al : alumine (Al_2O_3)
- Si, Ca : Wollastonite (CaSiO_3)
- K : Sanidine (KAlSi_3O_8)
- Mn, Ti : Titanate de manganèse (MnTiO_3)
- Fe : oxyde ferrique (Fe_2O_3)
- Mg : MgO
- Ba : sulfate de baryum (BaSO_4)
- F : Topaze-TR ($\text{Al}_2\text{SiO}_4(\text{F}, \text{OH})_2$)
- Cl : Tugtupite ($\text{Na}_4\text{AlBeSi}_4\text{O}_{12}\text{Cl}$)
- Cr : Cr_2O_3
- Ni : Ni-G5



Figure II-4 : Microsonde électronique SXFive du Centre de micro-caractérisation Raimond Castaing" (Toulouse, France).

4. Spectrométrie d'émission ICP-OES

Les éléments majeurs de la roche totale des échantillons de Nkob ont été dosés par ICP-OES (Inductively Coupled Plasma – Optical Emission Spectrometry) après fusion alcaline au Service d'Analyse des Roches et des Minéraux (SARM, Nancy, France). La digestion des poudres des roches s'est faite par fusion alcaline suivie par une dissolution des perles en HNO₃ et d'une dilution dans HNO₃ à 2%. Les données ont été calibrées avec des échantillons de roches naturels, le détail des techniques analytiques est repris dans Carignan et al. (2001).

III. Géochronologie des roches

1. La datation U-Pb

1.1. Caractéristiques physiques et chimiques des zircons

Plusieurs minéraux sont utilisés pour les datations U/Pb, dont le zircon (ZrSiO₄), l'apatite (CaPO₄), la baddeleyite (ZrO₂), la monazite (CePO₄), la titanite (CaTiSiO₃), le rutile (TiO₂), l'allanite (CaFeAl₂Si₃O₁₂), le xénotime (YPO₄). Pour notre cas, nous avons opté pour la méthode U/Pb sur le zircon. Ce dernier est un minéral accessoire qu'on retrouve dans les roches ignées, métamorphiques et sédimentaires : ceci tient d'une part à sa

grande inertie chimique, d'autre part au domaine de température très vaste dans lequel il cristallise et reste stable. Sa formule générale est $ZrSiO_4$. Etant dur, dépourvu de clivage et très résistant au cours du cycle géologique (susceptible de rester un système fermé), ce minéral est extrêmement utile pour la datation des événements géologiques. De même, le zircon concentre U et Th, et exclut Pb, ce qui donne des rapports U/Pb généralement très élevés. Par conséquent, les données isotopiques U-Pb des cristaux de zircon sont largement utilisées en géochronologie.

Les datations U/Pb sur zircons ont été effectuées sur des échantillons de granite d'Amassine (échantillon AMA06) et de métapélites (échantillon AMA12), provenant de la zone de Nkob.

Les cristaux de zircons ont été extraits des échantillons en utilisant les méthodes conventionnelles de la séparation magnétique et des liqueurs denses à l'Université de Mons. Ils ont ensuite été montés dans une résine epoxy, polis et métallisés pour l'observation en cathodoluminescence et l'analyse à la microsonde ionique.

1.2. Préparation de l'échantillon et extraction des zircons.

Les roches sélectionnées ont été concassées et broyées à l'aide d'un concasseur à mâchoires en carbure de tungstène. L'échantillon récupéré est ensuite tamisé avec un set de tamis textiles avec des mailles de 250 μm , puis 150 μm et 50 μm . La fraction la plus grossière (>250 μm) est reconcassée à jusqu'à avoir une quantité minimale du refus des tamis. Les fractions récupérées (50-150 μm et 150-250 μm) sont ensuite plongées dans un bain d'eau pour retirer les particules fines restées en suspension.

➤ *Séparation par liqueur dense.* La séparation des poudres s'est faite au moyen de liqueurs denses. La liqueur utilisée est du bromoforme (densité = 2.85 g/cm³) efficace pour la séparation des phases felsiques généralement peu denses (feldspath : 2.8-2.6,

quartz : 2.7), de celles utilisées en géochronologie (zircon : 4.5, rutile : 4.2, apatite : 3.2). La séparation magnétique a été utilisée pour retirer les phases ferromagnésiennes qui ne peuvent être séparées par le bromoforme (amphiboles : 2.9-3.4, pyroxène : 3.3, grenat : 3.5-4.5).

Au sein d'une hotte aérée, la poudre est disposée dans un tube plastique à fond conique contenant ~2 g de poudre et 9 ml de bromoforme (autant de tubes que nécessaires). Le tube est fermé, agité énergiquement et ensuite placé dans une centrifugeuse au sein de laquelle le tube est encore agité pendant 2 minutes à 600 tours/minutes pour accélérer le processus de séparation par densité. Une fois les phases denses ($d > 2.85$) et moins denses ($d < 2.85$) sont séparées dans chaque tube préparé, et pour extraire la fraction dense, le fond de chaque tube est plongé dans un bain d'éthanol dénaturé, refroidi autour de 0-1° (par l'ajout d'abord de carboglace), ce qui permettra la gélification du bromoforme et l'emprisonnement de la fraction dense (Fig. II-5A et 5B).

Des filtres sont utilisés pour isoler la fraction légère du bromoforme (récupéré dans un erlenmeyer). Des filtres identiques sont utilisés pour récupérer la fraction dense séparée du bromoforme (après qu'il dégèle) (Fig. II-5B et 5C).

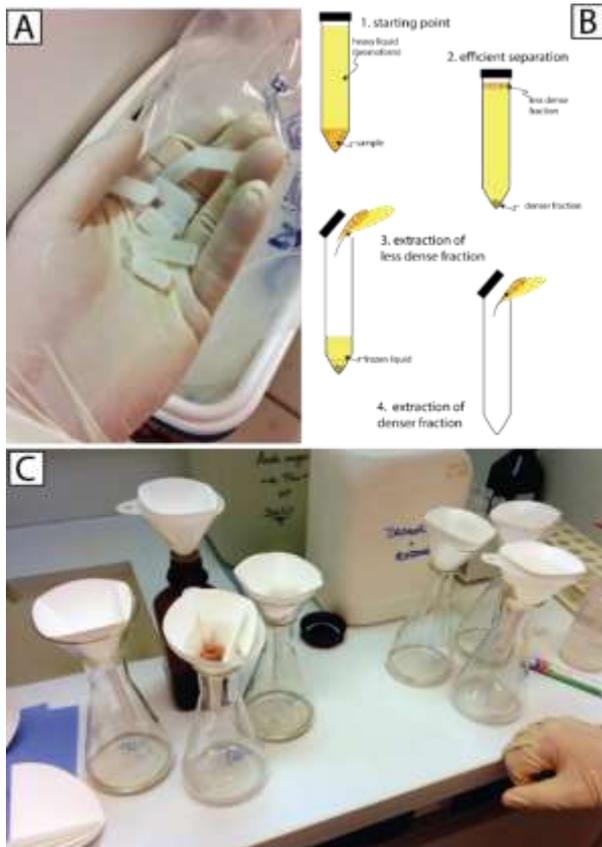


Figure II-5 : Illustration de certaines étapes de la séparation par liqueur dense. (A) Granules de carboglaces plongées dans le bain d'éthanol dénaturé afin de refroidir la solution. (B) Schéma retraçant les étapes nécessaires à la séparation par liqueur dense. (C) Dispositif de récupération des fractions légères et denses et du bromoforme propre.

➤ *Séparation magnétique.* La fraction de poudre dense contenant les zircons est ensuite classée en se basant sur les propriétés magnétiques des grains qu'elle contient. La poudre est étalée sur une feuille de papier qui est parcouru par un aimant afin d'en retirer les phases ferromagnétiques (magnétite) (Fig. II-6A et 6B).

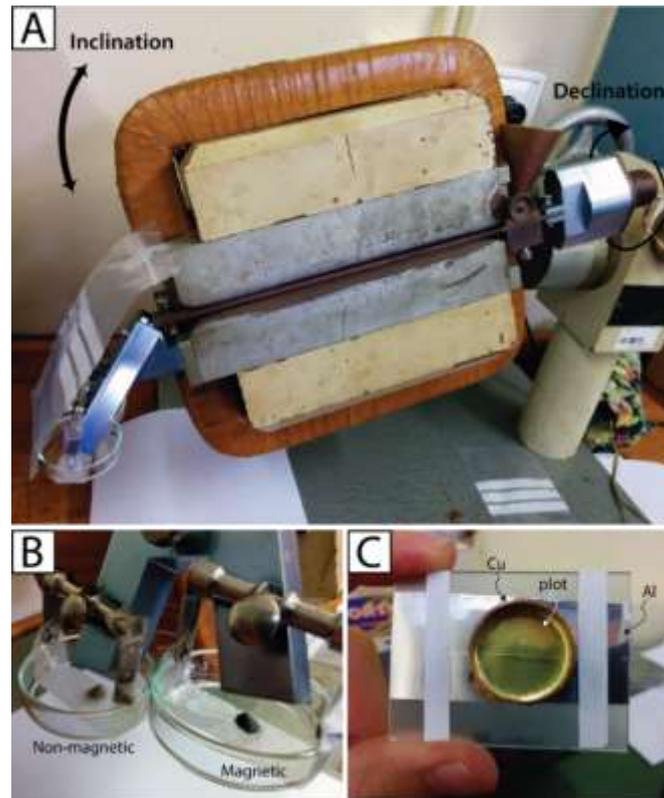


Figure II-6 : (A) Séparateur magnétique (Frantz Isodynamic) en cours d'utilisation (pente 20°, contre-pente 10°) (B) Dispositif de récupération des fractions magnétiques et non-magnétiques (gravitaires) en bout de rampe. (C) Dispositif de montage du plot contenant les phases minérales d'intérêt (Cu : contenant cuivré du mélangé époxy ; Al : papier aluminium recouvert d'un fin film de papier autocollant double-face à la surface duquel sont piégés les minéraux séparés).

➤ *Hand-picking et montage sur plots.* La fraction de poudre susceptible de contenir les zircons est disposée dans une boîte de Pétri. Les zircons sont repérés et séparés manuellement sous la loupe binoculaire. Ils sont ensuite déposés (à l'aide d'un pinceau) et collés sur un papier autocollant double-face, lui-même disposé sur un papier aluminium étendu sur une lame de verre. On dispose ensuite verticalement un cylindre en cuivre de 1 pouce recouvert de graisse de silicone dans sa surface intérieure sur la même lame mince, encerclant les zircons pré-collés (Fig. II-6C). L'ensemble est posé sur une plaque chauffante à 80°C pendant 30 minutes. Une fine couche d'Epoxy (mélange

homogène de type EPOFIX 7.5 ml + 1.5 ml de durcisseur) est coulé dans le cylindre de cuivre et l'assemblage est remplacé sur la plaque chauffante pendant 5 minutes pour l'évacuation des bulles d'air dissoutes dans le mélange Epoxy. Ce qui reste de ce dernier mélange est ensuite versé franchement dans le cylindre. Le tout est enfin disposé sur la plaque chauffante pendant 1h30 à 80°C en attendant le durcissement du mélange Epoxy. Une fois durci, le plot est démoulé et la surface contenant les zircons est rodée manuellement sur une plaque de verre en utilisant un abrasif 18 µm (carbure de silicium + eau) puis 9 µm (alumine + eau), puis polie sur draps de la même façon que pour les lames minces (suspensions diamantées à 6, 3 et 1 µm).

1.3. Imagerie par cathodoluminescence (CL) optique

Les zircons extraits dans le cadre de ce travail sont imagés en cathodoluminescence optique en vue de bien contraindre leurs morphologies et de décrire leurs textures internes tels que les zonations et les cœurs hérités. Cette étape est primordiale avant l'analyse LA-ICP-MS en particulier pour des roches anciennes et de haut grade métamorphique. En effet, un cristal de zircon extrait de ces contextes peut avoir subi une histoire magmatique et métamorphique polyphasée, et en revanche avoir enregistré plusieurs âges radiométriques successifs.

Les observations de CL ont été menées à Université de Mons au moyen d'un appareillage de cathodoluminescence à cathode froide CITL 8200 Mk5 monté et couplé à un microscope optique Universal-R Zeiss (Fig. II-7). Les échantillons (plots ou lames minces) sont placés dans une chambre disposée sous l'objectif du microscope. Un vide y est créé permettant l'établissement du faisceau électronique qui bombarde l'échantillon engendrant ainsi la cathodoluminescence. Le signal CL généré passe au travers d'une fenêtre de verre au plomb (bloquant les rayons X émis) située en-dessous de l'objectif

d'observation transmettant l'image CL à la caméra à haute sensibilité (Lumenera, High Sensitivity Infinity 3). Le voltage du faisceau incident s'élève au maximum à 30 kV et le courant à 1 mA. Pour l'observation des textures des zircons, une tension d'accélération de 15 kV et un courant de 500 μ A ont été utilisés. La profondeur d'excitation au sein du cristal dépend de l'énergie du faisceau électronique, mais est typiquement limitée de 2 à 8 μ m.

1.4. Analyse des zircons par LA-ICP-MS

Les grains de zircons extraits ont été analysés par « LA-ICP-MS » à l'aide d'un CompEx 102 opérant dans l'ultra-violet profond (193 nm) qui est relié à un élément XR ICP-MS au laboratoire Géosciences Montpellier (UMR5243, France).

L'analyse U-Pb s'effectue en alternant deux analyses d'un matériel standard de référence qui sert à la calibration des mesures isotopiques (91500 ; [Wiedenbeck et al., 2004](#)), une analyse d'un standard secondaire de zircon analysé en aveugle (GJ1 ; [Jackson et al., 2004](#)) avec 5 analyses des zircons étudiés (voir données géochronologiques sur zircons dans le chapitre 5 et les tableaux de l'Annexe 5). Le spot utilisé pour l'analyse est d'une taille de 25 μ m avec une fréquence d'impulsion de 4 Hz et une densité d'énergie de 5,6 J/cm² (voir [Bosch et al., 2011](#)). La durée totale de l'analyse était de 120 s, les 80 premières secondes correspondant à la mesure du bruit de fond avant ablation de l'échantillon. Les données brutes ont été traitées en utilisant le logiciel GLITTER ([Van Achterbergh et al., 2001](#)), seules les analyses ne présentant pas d'anomalies dans le spectre d'ablation (diminution ou augmentation brutale du signal lors de l'ablation due à la présence d'inclusions ou de fractures) ont été sélectionnées et utilisées pour le calcul de l'âge ou de la provenance. Les données ont été projetées et les âges calculés à l'aide du logiciel IsoplotR ([Vermeesch, 2018](#)) basé sur la méthode de [Ludwig \(1998\)](#).

Le standard de zircon GJ1 a été utilisé pour vérifier la qualité des données. Des âges concordia de 602.57 ± 1.52 Ma et de 600.31 ± 1.28 Ma ont été calculés pour AMA6 et AMA12 respectivement (Fig. II-7). Ils sont compatibles avec les valeurs recommandées montrant un intercept supérieur de 608.5 Ma calculé à partir d'analyses légèrement discordantes (Jackson et al., 2004 ; Horstwood et al., 2016).

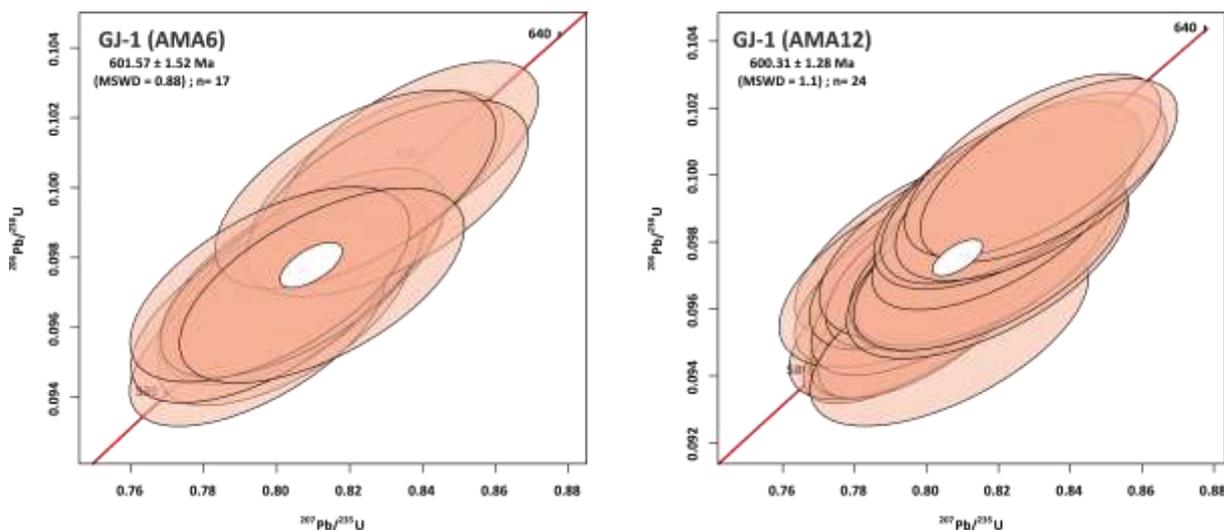


Figure II-7 : Diagrammes Concordia pour les analyses U-Pb des zircons du standard GJ-1.

2. La datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

2.1. Introduction

L'argon est un des gaz de l'air atmosphérique (0,934 % du volume total de l'atmosphère terrestre) appartenant au groupe des gaz "rares" (parfois appelé "gaz nobles"), avec l'hélium, le néon, le krypton et le xénon. Il présente trois isotopes : ^{40}Ar (99,600 %), ^{38}Ar (0,063 %), ^{36}Ar (0,337 %) (Steiger and Jager, 1977). Le ^{40}Ar provient de la désintégration du ^{40}K présent dans la plupart des minéraux (se désintégrant en ^{40}Ca et ^{40}Ar). Étant inerte, il ne se lie pas facilement aux autres atomes du réseau cristallin et ne s'incorpore qu'une fois que le réseau devient fermé (lorsque la température devient inférieure à la température de fermeture) entraîné par la désintégration radioactive.

2.2. La méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

La méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dont le principe a été défini par [Sigurgeirsson \(1962\)](#) et qui a été développée ensuite par [Merrihue \(1965\)](#) et [Merrihue et Turner \(1966\)](#), est une méthode de datation radio-isotopique trouvant ses fondements dans la méthode K-Ar. Elle est basée, tout comme cette dernière, sur la décroissance radioactive d'un des isotopes du potassium, le ^{40}K .

Il s'agit de l'une des méthodes de datation radio-isotopiques les plus précises existantes à l'heure actuelle (1-5 % de précision selon la gamme de temps étudiée), et est appliquée surtout pour dater des roches volcaniques, mais aussi des roches métamorphiques, plutoniques (voire sédimentaires) à condition qu'elles soient non altérées, riches en potassium et capables de retenir l'argon formé par la désintégration du potassium.

2.3. Principes

Contrairement à la méthode $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$, la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ne nécessite pas la mesure du ^{40}K . En effet, L'échantillon est soumis à un flux neutronique au sein d'un réacteur nucléaire pour transformer une partie des atomes de ^{39}K en $^{39}\text{Ar}^*\text{K}$ (isotope artificiel de l'argon). Après irradiation l'échantillon est placé dans une ligne sous ultravide puis l'argon extrait par chauffage est purifié et analysé dans un spectromètre de masse. Les abondances relatives dans la nature des différents isotopes du potassium étant constantes (selon les proportions suivantes ^{39}K : 93,2581 % ; ^{40}K : 0,01167 % et ^{41}K : 6,7302 %, [Garner et al., 1975](#)), la teneur en $^{39}\text{Ar}^*\text{K}$ mesurée dans un échantillon reflète la quantité de ^{39}K de ce dernier et est donc proportionnelle à la quantité d'élément père (^{40}K) présent dans l'échantillon. Grâce à cette irradiation il devient ainsi possible, en une seule mesure par spectrométrie de masse, de quantifier le rapport $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ directement proportionnel au rapport $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{K}$ (donc de l'âge) de l'échantillon. Cette approche permet de réduire les

incertitudes analytiques, car le dosage du ^{40}K est limité techniquement à une précision de 1 %.

Comme il est difficile d'évaluer la dose de bombardement neutronique reçue par les échantillons pendant l'irradiation, un échantillon standard d'âge K-Ar connu (le moniteur de flux) est irradié en même temps. Les âges de ces échantillons sont déterminés par comparaison avec le rapport $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ du moniteur.

Durant l'irradiation, des réactions dites « d'interférences » produisent d'autres isotopes de l'argon (McDougall et Harrison, 1999), comme l' $^{37}\text{Ar}^*$ issu du ^{40}Ca . Ces isotopes d'interférences doivent être quantifiés lors de la mesure en même temps que l' $^{40}\text{Ar}^*$, l' $^{39}\text{Ar}^*$ et l' ^{36}Ar afin d'effectuer des corrections d'un éventuel excès d' ^{36}Ar dans l'échantillon. D'autres réactions sont importantes comme $^{42}\text{Ca}(n, \alpha)^{39}\text{Ar}$ ou encore $^{40}\text{Ca}(n, \alpha)^{36}\text{Ar}$ qui provoquent respectivement des surplus en ^{39}Ar et en ^{36}Ar dans l'échantillon.

Dans le but de corriger ces isotopes d'interférences, des sels de calcium (comme la fluorine CaF_2) sont irradiés et analysés afin de mettre en évidence les rapports $^{39}\text{Ar}/^{37}\text{Ar}$, $^{36}\text{Ar}/^{37}\text{Ar}$ produits lors de l'irradiation (McDougall et Harrison, 1999).

2.4. Préparation de l'échantillon et technique d'analyse

Les échantillons utilisés pour la datation ^{40}Ar - ^{39}Ar ont été concassés, grossièrement broyés et la fraction retenue était de l'ordre de 50-200 μm . La sélection des cristaux conçus pour l'analyse a été faite (à la main) à la loupe binoculaire.

Les analyses $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ont été réalisées dans le Laboratoire de Géosciences de l'Université de Montpellier 2, France, par Patrick Monié, à l'aide d'un spectromètre de masse multicollecteur (Thermo Scientific Argus VI MS) avec une résolution de masse nominale de ~ 200 et une sensibilité pour les mesures d'argon de $3,55 \times 10^{-17}$ moles/fA à un courant de piège de $200 \mu\text{A}$. Ce spectromètre inclus une source de type Nier, un réseau fixe

de cinq détecteurs Faraday et un détecteur Compact Discrete Dynode (CDD) utilisé pour mesurer le ^{36}Ar . Il est relié à une ligne d'extraction/purification de gaz en acier inoxydable et à un système laser CO_2 pour le chauffage par paliers qui produit après focalisation un faisceau de 1 mm de diamètre utilisé pour le chauffage par paliers.

Les échantillons sélectionnés pour la datation ont été irradiés pendant 20 heures dans le cœur du réacteur nucléaire Triga Mark II de Pavie (Italie) avec plusieurs aliquotes de l'étalon de sanidine Taylor Creek ($28,61 \pm 0,03$ Ma, [Renne et al., 2011](#)) comme moniteur de flux.

Les interférences isotopiques de l'argon sur K et Ca ont été déterminées à partir de l'irradiation des sels purs KF et CaF_2 à partir desquels les facteurs de correction suivants ont été obtenus : ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) K = $0,00945 \pm 0,00075$, ($^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) K = $0,0127 \pm 0,00030$, ($^{39}\text{Ar}/^{37}\text{Ar}$) Ca = $0,0006135 \pm 0,000061$ et ($^{36}\text{Ar}/^{37}\text{Ar}$) Ca = $0,000259 \pm 0,000025$. Après chargement dans la chambre à échantillon, les échantillons ont été cuits à environ 120°C pendant 24 heures pour éliminer l'argon atmosphérique de la surface de l'échantillon. Des aliquotes d'air provenant d'un système de pipette automatisé ont été analysées avant les analyses d'échantillons pour surveiller la discrimination de masse et le biais du détecteur. Les blancs de ligne ont été analysés entre toutes les analyses d'échantillons et ont été soustraits des données d'échantillons suivantes.

Un logiciel est utilisé pour contrôler l'intensité du laser, la synchronisation de l'extraction/purification et l'acquisition des données.

Le logiciel ArArCalc© v2.5.2 ([Koppers, 2002](#)) a été utilisé pour la réduction et le traçage des données, avec les constantes de décroissance proposées par [Renne et al. \(2011\)](#).

Toutes les données ont été corrigées pour les blancs du système, la désintégration radioactive, les interférences isotopiques et la discrimination de masse. Le ^{40}Ar

atmosphérique est estimé en utilisant une valeur du rapport initial $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ de 298,6 (Lee et al., 2006). Les âges des plateaux sont définis comme incluant au minimum > 50 % du total de ^{39}Ar libéré. Les âges calculés sont rapportés au niveau 2σ et incluent des incertitudes dans les valeurs-J.

Chapitre III : Caractérisations lithostratigraphique, pétrographique et structurale

Ce chapitre présente en détail les différents ensembles lithostratigraphiques du secteur de Nkob, ainsi que la pétrographie des différentes formations affleurantes. De plus, ce chapitre présente l'essentiel de la caractérisation structurale effectuée à l'échelle de la zone d'étude mais surtout à l'échelle du gisement de talc dans le but d'établir le lien entre minéralisation et évènements tectono-métamorphiques.

I. Secteur d'étude : la zone de Nkob

La zone de Nkob est un massif précambrien au relief montagneux atteignant jusqu'à 2000 m, situé dans la partie Sud-Est de la boutonnière de Sirwa (Figs. I-7 et III-1). Cette zone est située à environ 25 km à vol d'oiseau au NW de la ville de Tazenakht.

En général, l'accès à la majorité de la région n'est pas difficile. La route reliant la ville de Tazenakht au douar de Nkob (d'où la zone détient le nom) est bien goudronnée, et les pistes reliant le douar de Nkob aux autres douars de la région (Amassine, Taloust, Imghlay... appartenant à la tribu de Ait Ougharda) sont généralement bien entretenues (Fig. III-1).



Figure III-1 : Localisation la zone de Nkob sur une image satellitaire Google Earth. L'étoile indique l'emplacement du gisement de talc de Nkob.

Les roches affleurant au sein de la zone de Nkob sont généralement datées du Paléoprotérozoïque à l'actuel (Fig. I-10). Le Paléoprotérozoïque est représenté par un pointement granitique affleurant au centre de la région et s'allongeant selon l'axe Imghlay-Taloust. Les principaux affleurements de la zone de Nkob sont attribués au groupe de Taghdout (Thomas et al., 2002, 2004). Il s'agit essentiellement de basaltes, de

carbonates, de métapélites et de quartzites. Le gisement de talc de Nkob sujet d'étude se trouve encaissé dans les formations métasédimentaires de ce Groupe (Fig. I-10, Fig. III-1). Au sein de la région, affleurent aussi des roches plutoniques attribuées à la Suite d'Assarag (Fig. I-10, Fig. III-1). Il s'agit principalement du granite d'Amassine (ou Mzil) daté à 614 ± 10 Ma (Thomas et al., 2002). Il est intrusif dans les formations des Groupes de Taghdout. Les Groupes de Saghro et Bou Salda correspondent à des dépôts volcaniques et des turbidites tels que des basaltes, des grès, des conglomérats, des grauwackes, des shales, des siltites... Le groupe de Ouarzazate au sein de la zone de Nkob est représenté par des roches rhyodacitiques, principalement des ignimbrites et des tufs acides. Il repose en discordance sur les formations du Groupe de Taghdout (Thomas et al., 2002).

II. Cartographie lithologique

La cartographie détaillée (Fig. IV-2) de la zone de Nkob a permis d'individualiser plusieurs ensembles lithostratigraphiques. Ces ensembles affleurent aux environs des Douars de Nkob (donnant son nom à la zone) situé vers le Sud-Est et le Douar d'Amassine vers le Nord-Ouest. On distingue :

- L'ensemble volcanique et sédimentaire (et métasédimentaire) attribué au groupe de Taghdout (Thomas et al., 2004, 2002) constituant l'essentiel de la superficie du secteur.
- A l'ouest du secteur, affleure un important stock granitique faisant partie de la Suite d'Assarag (Fig. III-2). Il s'agit principalement du granite d'Amassine (ou Mzil ; Thomas et al., 2002). Il est intrusif dans les formations des Groupes de Taghdout.
- Vers l'Est, affleurent des roches rhyodacitiques, des ignimbrites et des tufs acides du groupe de Ouarzazate.

Afin de mettre en évidence la nature des contacts entre les différentes unités lithologiques et les caractériser pétrographiquement, plusieurs coupes sériées Nord-Sud ont été levées

(Fig. IV-3). Seulement trois coupes sont présentées vu que les autres présentent presque la même succession lithostratigraphique. La première coupe est levée vers l'extrémité Est de la zone, là où affleurent essentiellement les laves du Groupe de Ouarzazate, la deuxième est située au centre du secteur et traverse sensiblement le gisement de talc, et la troisième vers l'Ouest traverse principalement le granite d'Amassine et son encaissant métapélitique.

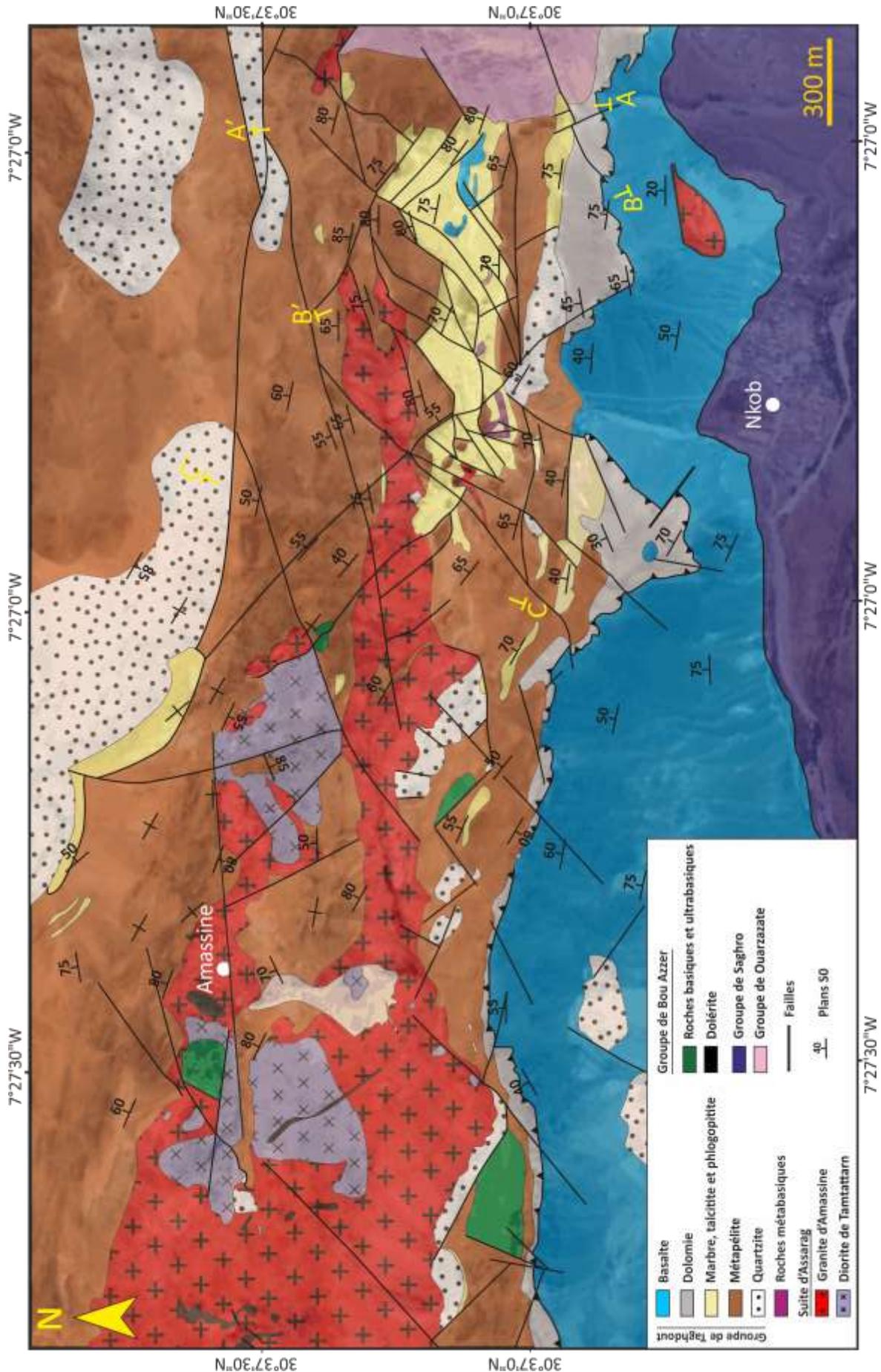


Figure III-2 : Carte géologique de la zone de Nkob.

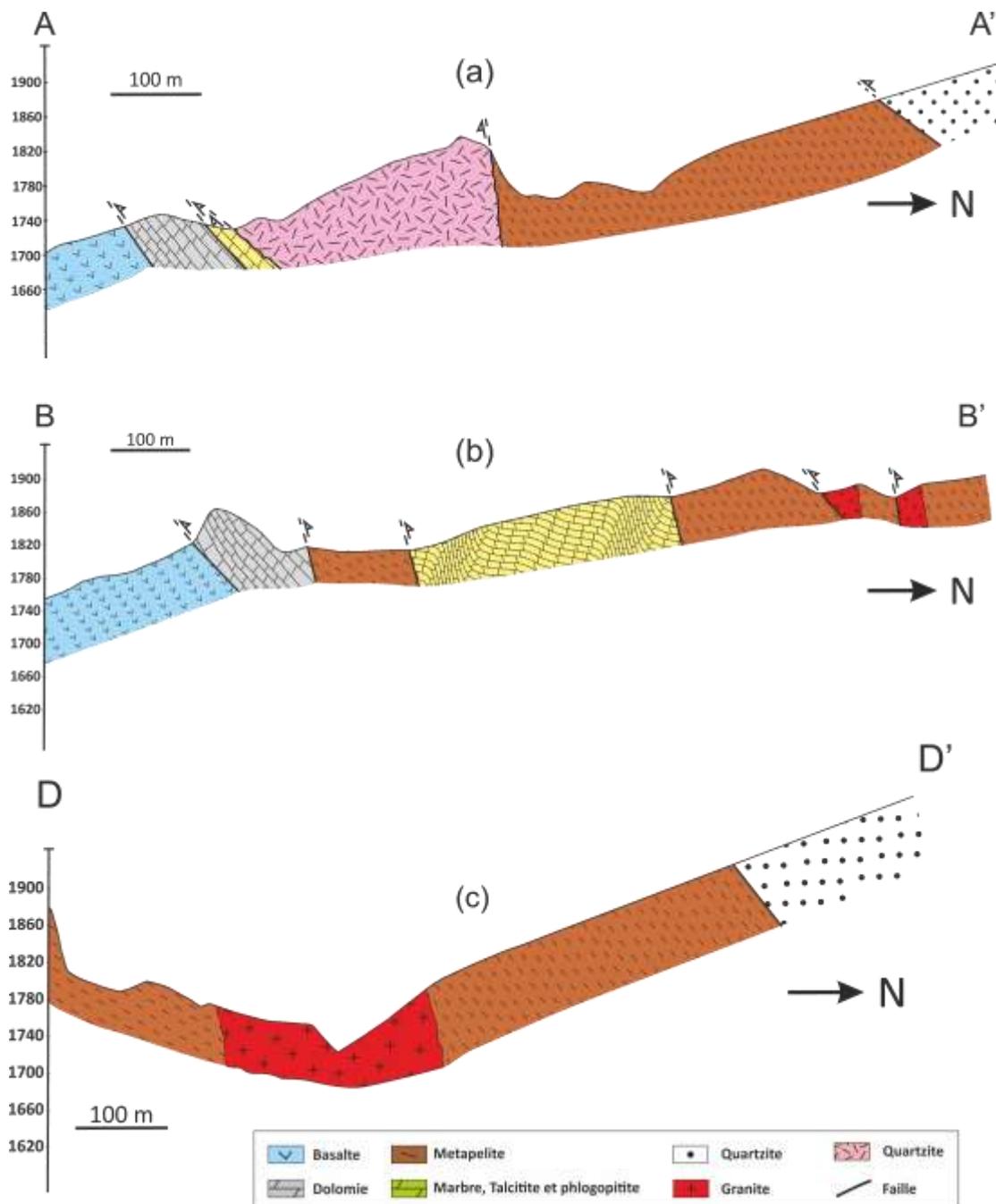


Figure III-3 : Coupes N-S au sein de la zone de Nkob. Les coupes traversent essentiellement les formations du Groupe de Taghdout intrudées par le granite d'Amassine.

1. Les formations du Groupe de Taghdout

Le Groupe Taghdout dans la zone de Nkob s'étend suivant une direction Nord-Sud et est essentiellement constitué de basaltes à la base, de dolomies non métamorphisées, de marbres, de métapélites et de quartzites vers le sommet (Fig. III-4).

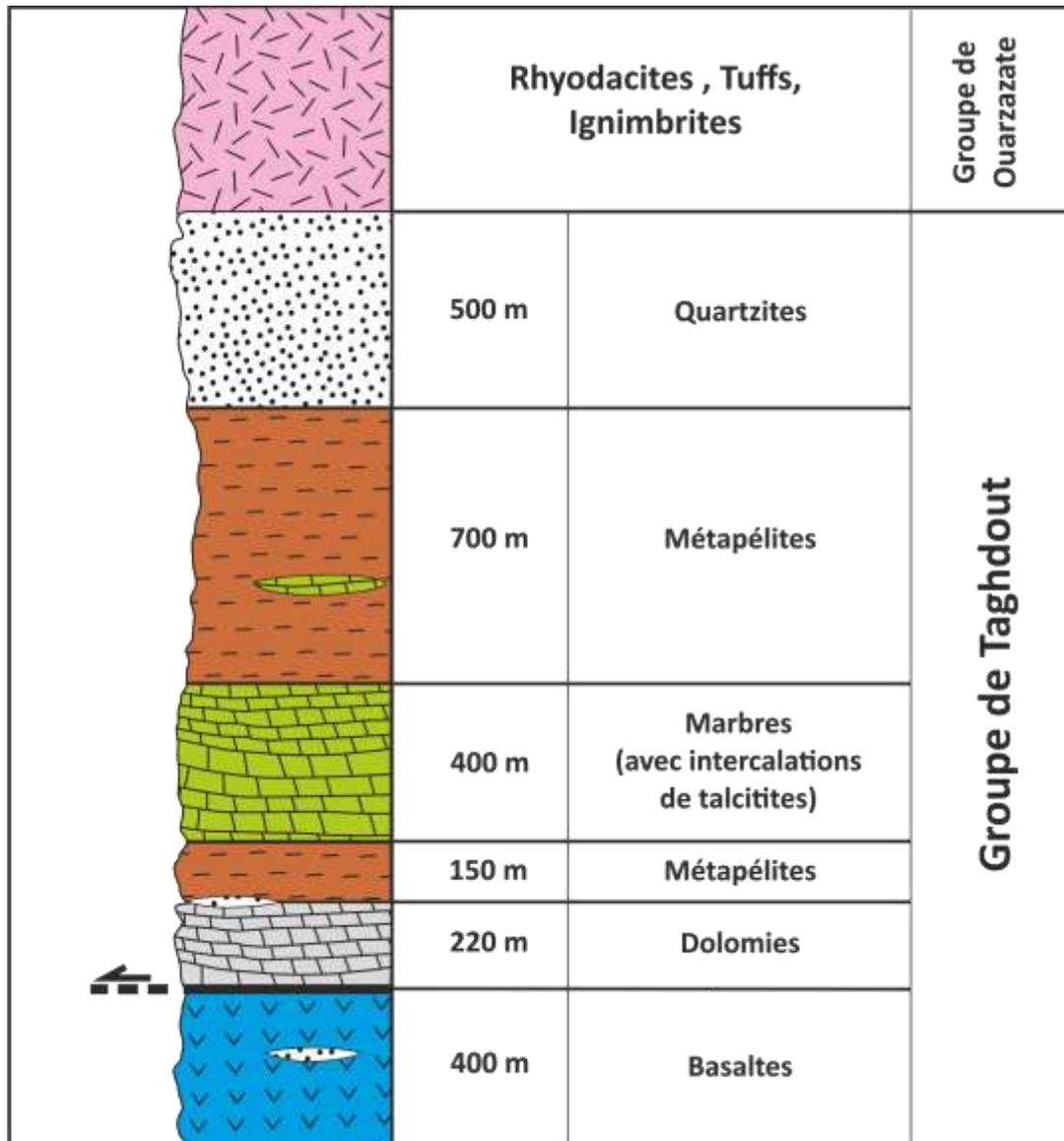


Figure III-4 : Colonne stratigraphique du Groupe de Taghdout dans la zone de Nkob.

1.1. Les basaltes

Les basaltes (Fig. III-5a) affleurent vers le Sud la zone d'étude (Fig. III-2) et sont structurés selon des directions de N65 jusqu'à N135 avec un pendage variant entre 40 et 80° vers le Nord. Leur épaisseur atteint jusqu'à 400 m. Ils sont intensément altérés, fracturés et parcourus par des veines et veinules de quartz et calcite. Les basaltes incluent des bancs de dolomies et de quartzites, et sont localement intrudés par de petits massifs granitiques. Au microscope, la roche présente une texture microlitique et les principaux minéraux sont : la hornblende, l'épidote, le plagioclase et des minéraux accessoires tels que la chlorite et les minéraux opaques (Fig. III-6a). Les plagioclases (< 1mm) se présentent sous forme de microlites totalement séritisés. Les amphiboles (~ 1mm) caractérisés par une teinte verte se présentent sous forme de baguettes fines associées à de nombreux minéraux opaques. L'épidote présente des couleurs vives très caractéristique de la pistachite. Elle se présente sous forme d'amas associés à des opaques. Ces derniers (jusqu'à 2 mm) se présentent sous forme des grains xénomorphes ou subautomorphes dispersés dans la matrice ou remplaçant les minéraux primaires. Les veines tardives qui recourent les basaltes sont constituées de calcite et/ ou de quartz et de minéraux opaques.

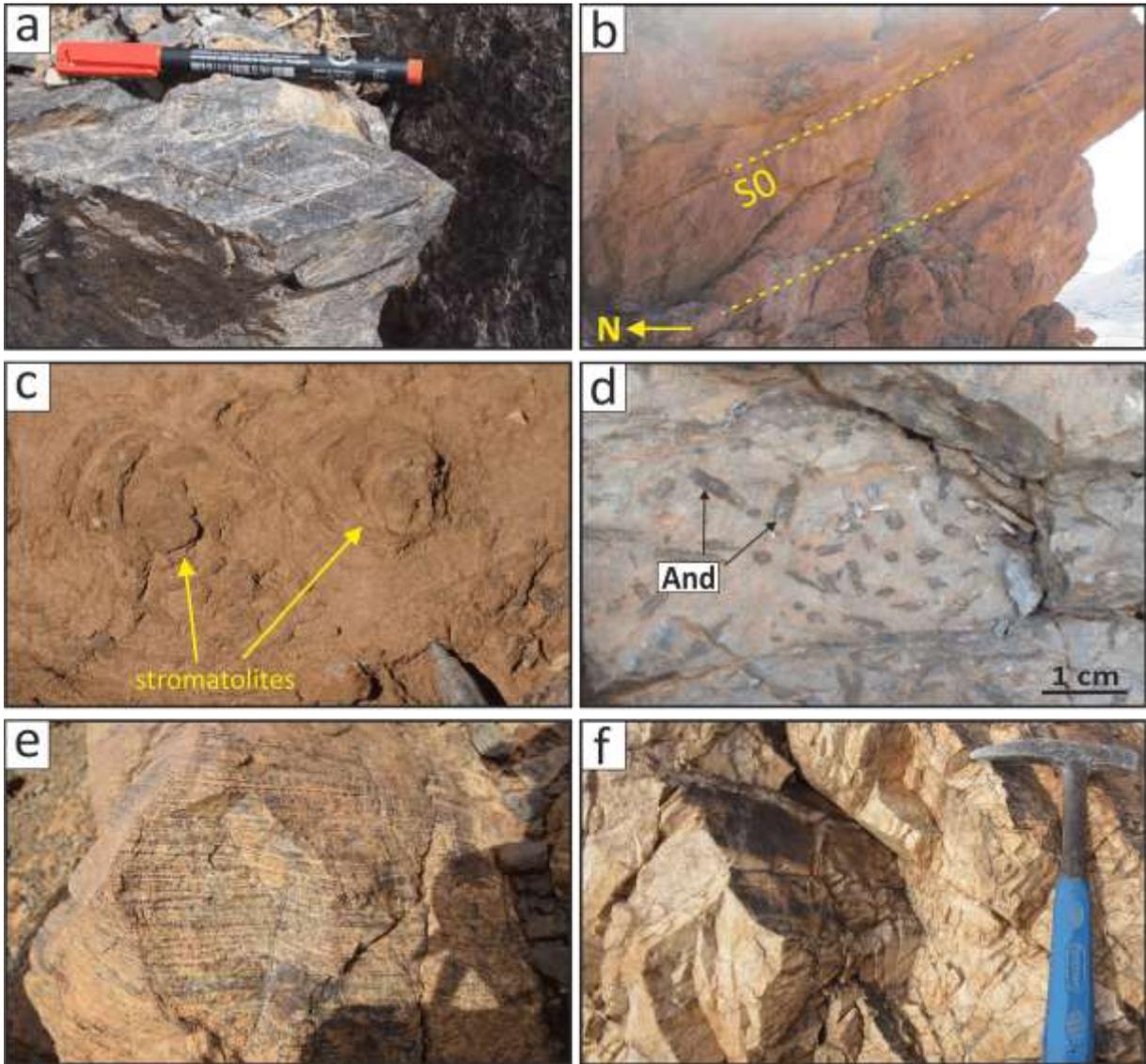


Figure III-5 : Planche photographique des aspects à l’affleurement des formations du groupe de Taghdout dans la zone de Nkob. (a) les basaltes (b) les dolomies non métamorphisées avec (c) des traces de stromatolites préservées. (d) métapélite à andalousite. (e) alternance de niveaux clairs riche en quartz et feldspath potassique et sombres à andalousite dans une métapélite vers l’Ouest de la zone de Nkob. (f) quartzites blancs vers le sommet de la série de la série de Taghdout.

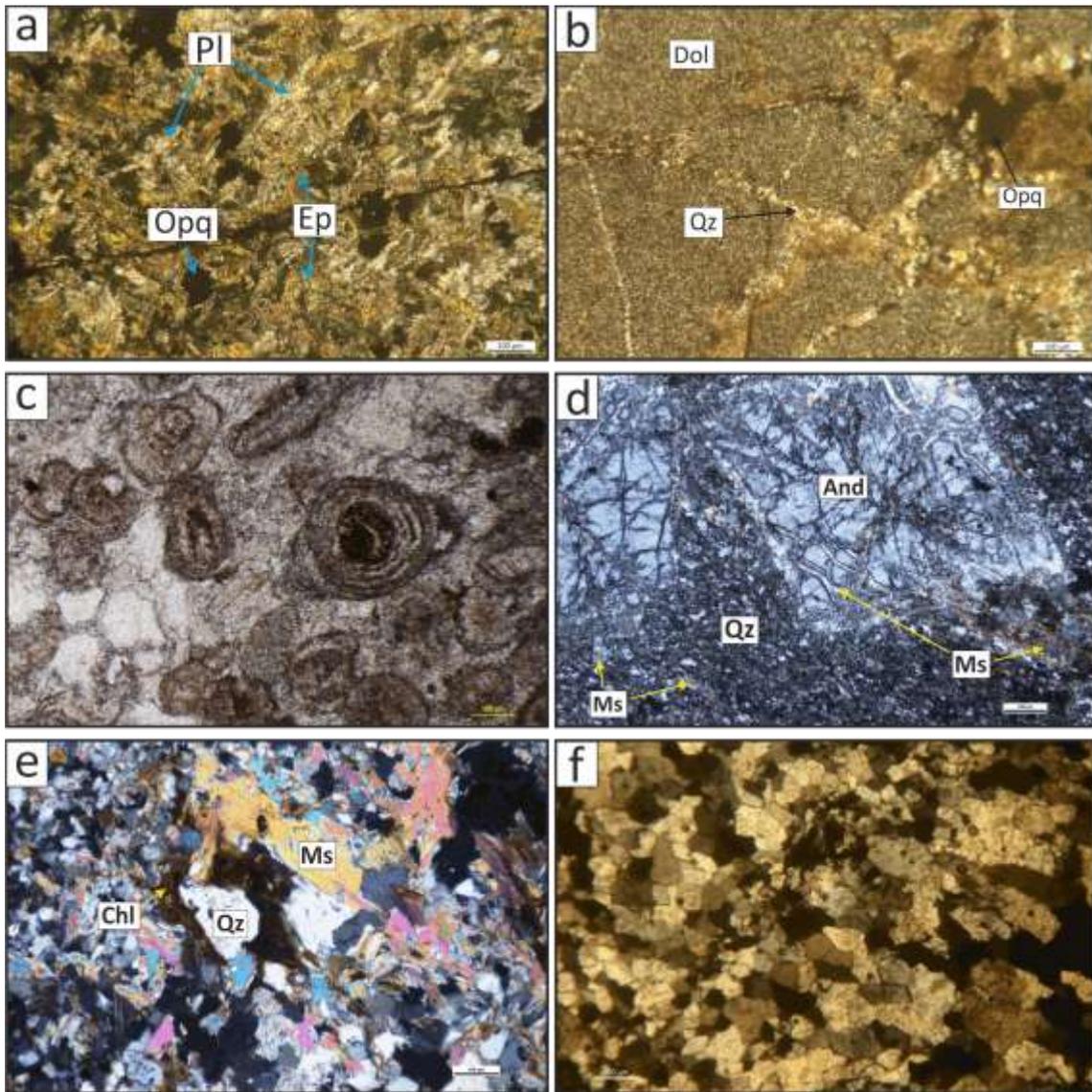


Figure III-6 : Planche photographique (en Lumière Polarisée Analysée) montrant les caractéristiques pétrographiques des lithologies du Groupe de Taghdout dans la zone de Nkob. (a) basalte. (b) Dolomie de Nkob non métamorphisée. (c) Dolomies oolithiques du Groupe de Taghdout (LPnA). (d) et (e) métapélites. (f) Quartzite. Abréviations : Pl : plagioclase, Ep : épidote, Opq : Opaques, Qz : quartz, Dol : dolomite, Ms : muscovite, Chl : chlorite, And : andalousite.

1.2. Les dolomies non métamorphisées

Les dolomies de la région de Nkob constituent des bancs de couleur orangée d'une puissance de 200 m environ suivant un S0 de direction dominante N75-N90 mais pouvant aller jusqu'à N150 (Fig. III-5b). Elles sont en contact tectonique avec les basaltes (Fig. III-7). Des traces de stromatolites et des figures de stratifications entrecroisées se rencontrent dans certaines dolomies préservées du métamorphisme de contact proches du Douar d'Amassine (Fig. IV-5c). Ces roches sont dominées par une matrice dolomitique microsparitique traversée par des veines sécantes de quartz et d'oxydes (Fig. III-6b) et des quantités minimales de feldspaths potassiques et d'illites. En certains points, on observe de la calcite bien recristallisée. Cette dernière est grisâtre avec des macles polysynthétiques lamellaires et présente des contours bien nets. On note la présence de carbonates dolomitiques exposés près du village Taghdout à 8 km à l'est du secteur de Nkob, contenant du quartz détritique, du feldspath et des minéraux argileux et montrant localement des textures oolithiques et des figures sédimentaires (Figs. I-5 et III-6c) bien préservées.

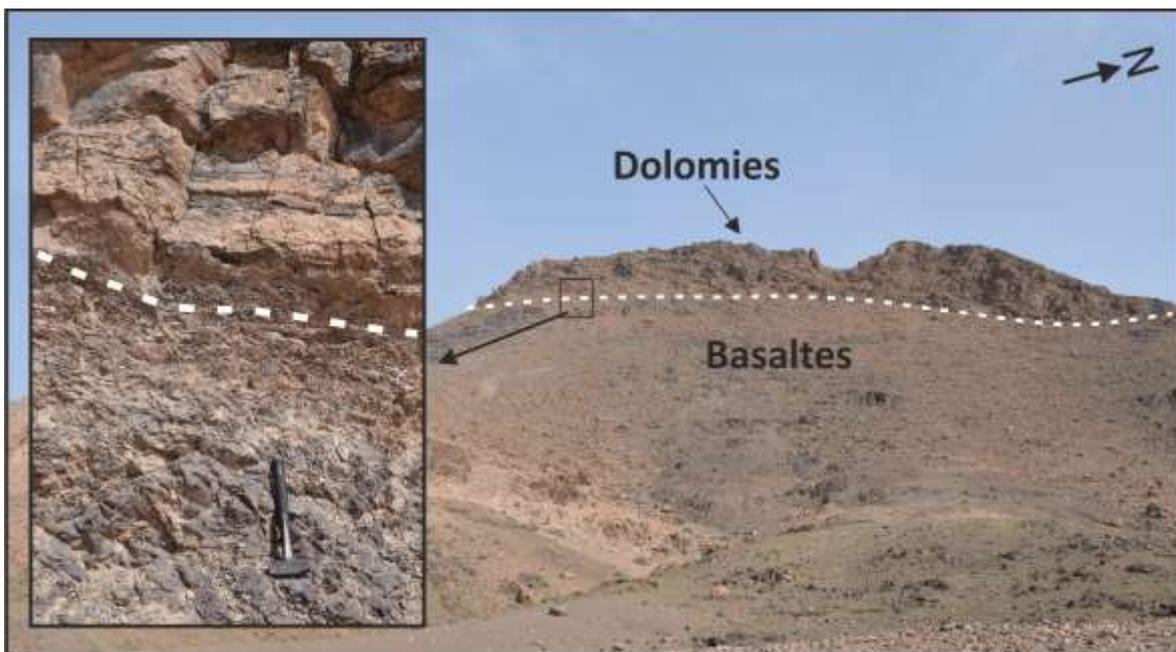


Figure III-7 : Vue du contact tectonique entre les basaltes et les dolomies de la série de Taghdout dans la zone de Nkob. Le contact est marqué par des basaltes broyés.

1.3. Les métapélites

Les métapélites constituent de loin, le faciès le plus répandu dans la zone de Nkob (jusqu'à 700 m). Elles sont de coloration sombre, grise à éclat argenté, ou bien claire à litage bien visible (Fig. III-5d et 5e). Localement, certaines métapélites contiennent des porphyroblastes d'andalousite de différentes tailles (atteignant jusqu'à 2mm) de formes arrondies ou allongées.

Vers le sud du gisement, les métapélites sont structurées selon une direction N100 qui devient N135 en avançant vers l'Est avec un pendage atteignant jusqu'à 80° vers le Nord. Les métapélites sont principalement formées d'une matrice à grain fin riche en quartz, feldspaths potassiques, biotite et en muscovite (Fig. III-6d). Vient s'ajouter à ces minéraux, des porphyroblastes d'andalousite (Fig. III-6e). Le quartz présente des limites de grains suturées et facettées (points triples), tandis que la muscovite se présente sous forme de grains tabulaires dans la matrice (jusqu'à 0,5 mm) formant souvent des amas. Le feldspath K à grain fin (100 µm) est localisé et montre des grains suturés avec des jonctions triples. Les porphyroblastes d'andalousite (jusqu'à 1 cm) sont riches en inclusions carbonées en croix (chiastolite). Ils se présentent en cristaux automorphes allongés et sont partiellement ou totalement rétrogradés en muscovite (Fig. III-6e). On note aussi la présence de certains porphyroblastes sous forme de taches totalement muscovitisés contenant des cristaux fins de biotites laissant penser à des cordiérites totalement altérées. La biotite (jusqu'à 1 cm) modérément mineure, coexiste avec le quartz, le feldspath K et l'andalousite. Elle se présente sous forme de cristaux subautomorphes à aciculaires non orientés, et s'altère en chlorite. D'autres minéraux d'abondance modale

mineure sont présents de façon variable dans les roches, notamment les plagioclases, la tourmaline, le rutile, le zircon et la monazite.

La présence de l'andalousite en porphyroblastes non orientés montre que ces roches ont connu une surimpression par un métamorphisme de contact lié à l'intrusion du granite d'Amassine (décrit ci-dessous).

1.4. Les roches du gisement de talc de Nkob

Au centre de la zone de Nkob, le gisement de talc (Fig. III-8) se présente sous forme d'une lentille (2 x 0,5 km) au sein de laquelle alternent des bancs de marbres présentant différentes couleurs tels que des marbres noirs, verts ou noirs-verts (et de rares marbres rougeâtres observés au nord du gisement), de talcites, et de phlogopitites/chloritites (Fig. III-9).

Le gisement est en contact - fréquemment faillé - avec les métapélites vers le Nord et le Sud (Figs. III-10 et III-10a). Vers le Nord-Ouest, le gisement est en contact direct avec le granite d'Amassine (Figs. III-8 et III-10b), alors qu'il est recouvert par les roches rhyodacitiques volcanosédimentaires du groupe de Ouarzazate à l'Est (Figs. III-8 et III-10c). Vers le Sud, un passage progressif entre une dolomie non altérée et un marbre (et talcites) peut être observé (Figs. III-8 et III-10d).

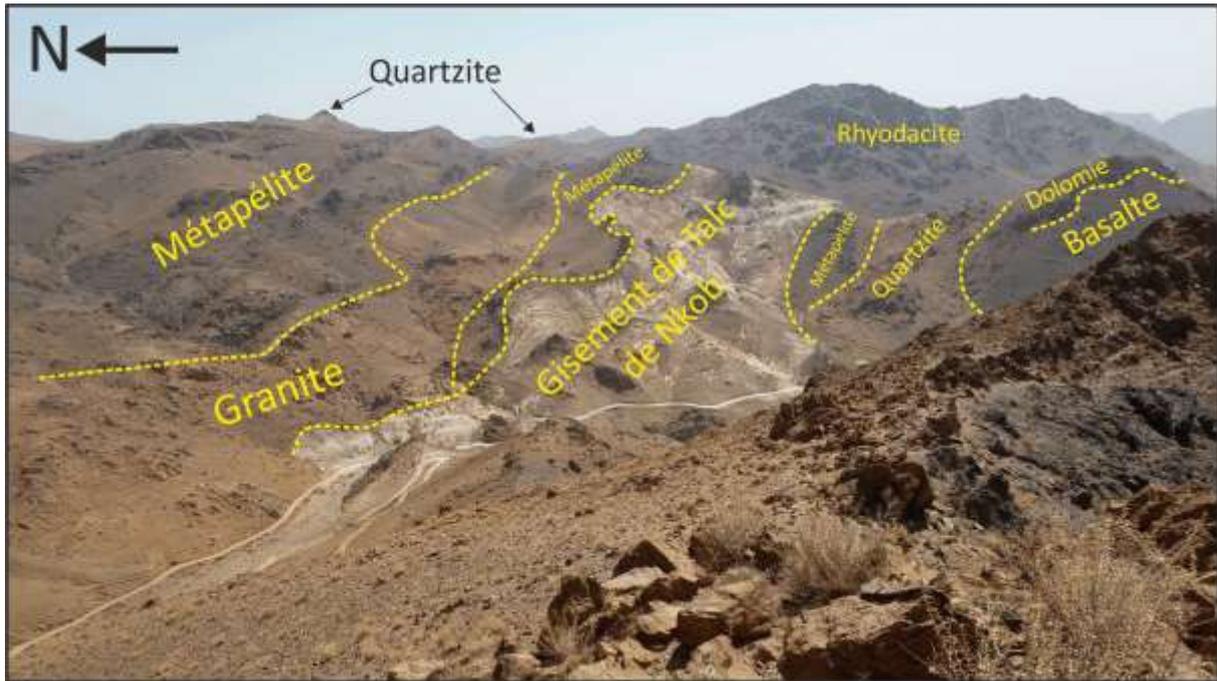


Figure III-8 : Vue panoramique Sud-Ouest du gisement de talc de Nkob, avec les différentes unités géologiques affleurantes au sein de la zone de Nkob. Le gisement est en contact avec le granite d'Amassine au Nord-Ouest et recouvert en discordance par le groupe volcanique de Ouarzazate à l'Est. Notez la présence de dolomies non métamorphisées vers le Sud.

Les marbres noirs (Fig. III-9b) sont principalement constitués de dolomite (>70 vol.%) avec de la calcite et de petites quantités de talc, de phlogopite et de flocons de chlorite organisés en une texture granoblastique.

Les marbres verts (Fig. III-9c) présentent une texture hétéroblastique, principalement formée de serpentine (plus de 50 % en volume) responsable de la coloration verte de ces roches, de calcite (environ 35 %) et de petites quantités de trémolite, talc, phlogopite, chlorite.

Les marbres noirs-verts (Figs. III-9d et 9e) sont intermédiaires entre les marbres noirs et verts précédemment décrits. Les zones vertes sont riches en serpentine formant de grandes masses dans les carbonates ou apparaissent sous forme de veines.

Les marbres rougeâtres présentent des teneurs élevées en oxydes de fer responsables de la coloration rouge de ces roches.

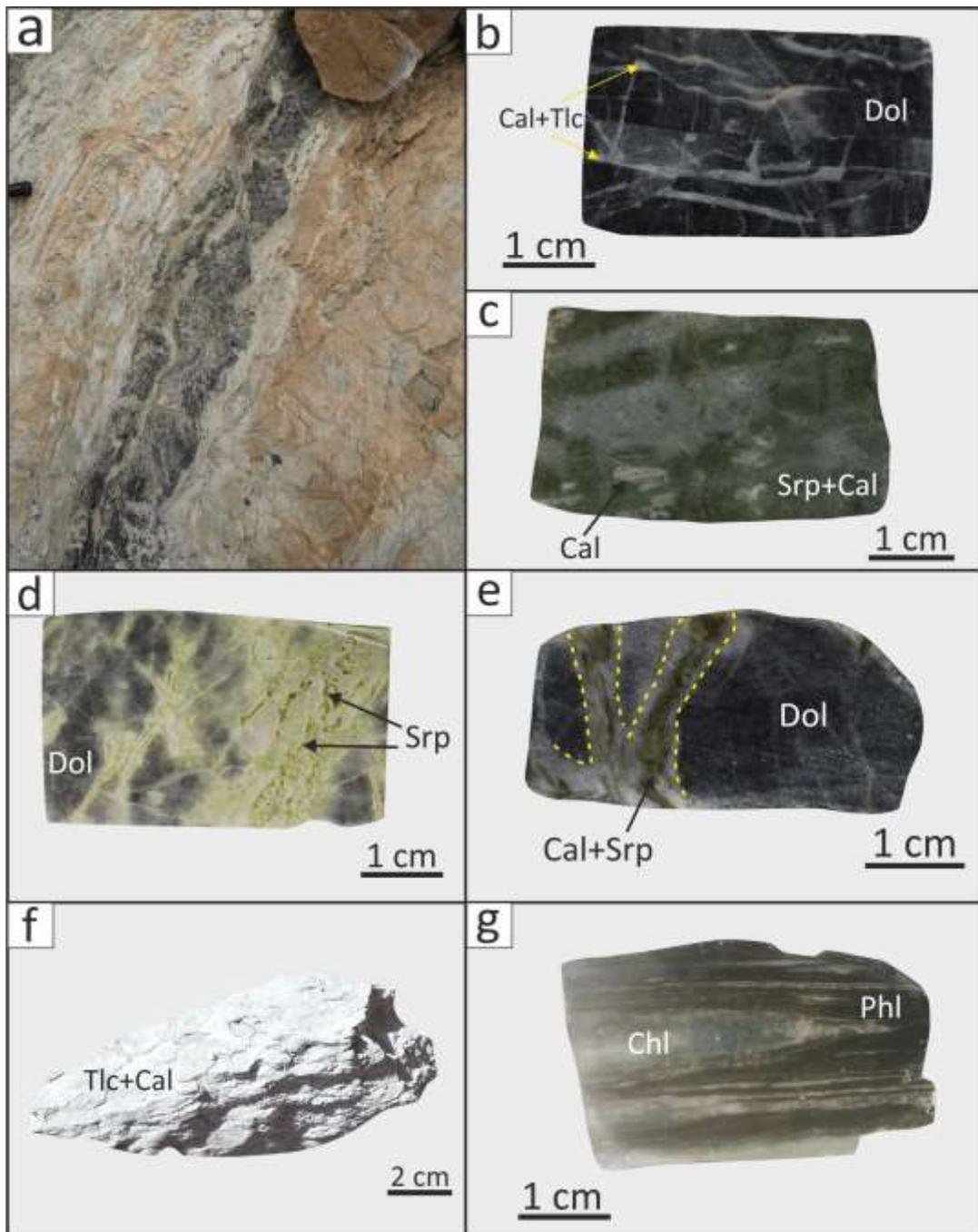


Figure III-9 : Planche de photographie de terrain et échantillons provenant du gisement de talc de Nkob. (a) alternance de bancs de marbre, de talc et de phlogopitite au sein du gisement. (b) Echantillon de marbre dolomitique noir traversé par des veines blanches de calcite-talc. (c) Echantillon de marbre vert. (d) & (e) Veines de calcite-serpentine traversant un marbre noir

pour former un marbre noir-vert. (f) Echantillon de talcrite. (g) Echantillon de phlogopite. Les couches sombres sont riches en phlogopite alors que les couches claires verdâtres sont riches en chlorite. Abréviations : Cal : calcite, Dol : dolomite, Tlc : talc, Tr : trémolite, Ox. Py : pyrite oxydée, Srp : serpentine, Phl : phlogopite, Chl : chlorite, Ms : muscovite.

Les talcrites du gisement de Nkob (Fig. III-9f) sont caractérisées par une association talc-calcite dominante avec la présence de quelques cristaux de la chlorite, du phlogopite et de la trémolite.

Les phlogopites noirâtres (Fig. III-9g) alternant avec les lits de marbre sont principalement composées de phlogopite associé à des cristaux de chlorite, et de talc, tandis que les **chlorites verdâtres** (Fig. III-9g) sont formées par rétrogression des phlogopites et contiennent de la chlorite avec des quantités mineures de trémolite et de rares diopsides.

La pétrographie et la minéralogie des différentes roches affleurant au sein du gisement seront décrites en détail dans le chapitre 4 à venir.

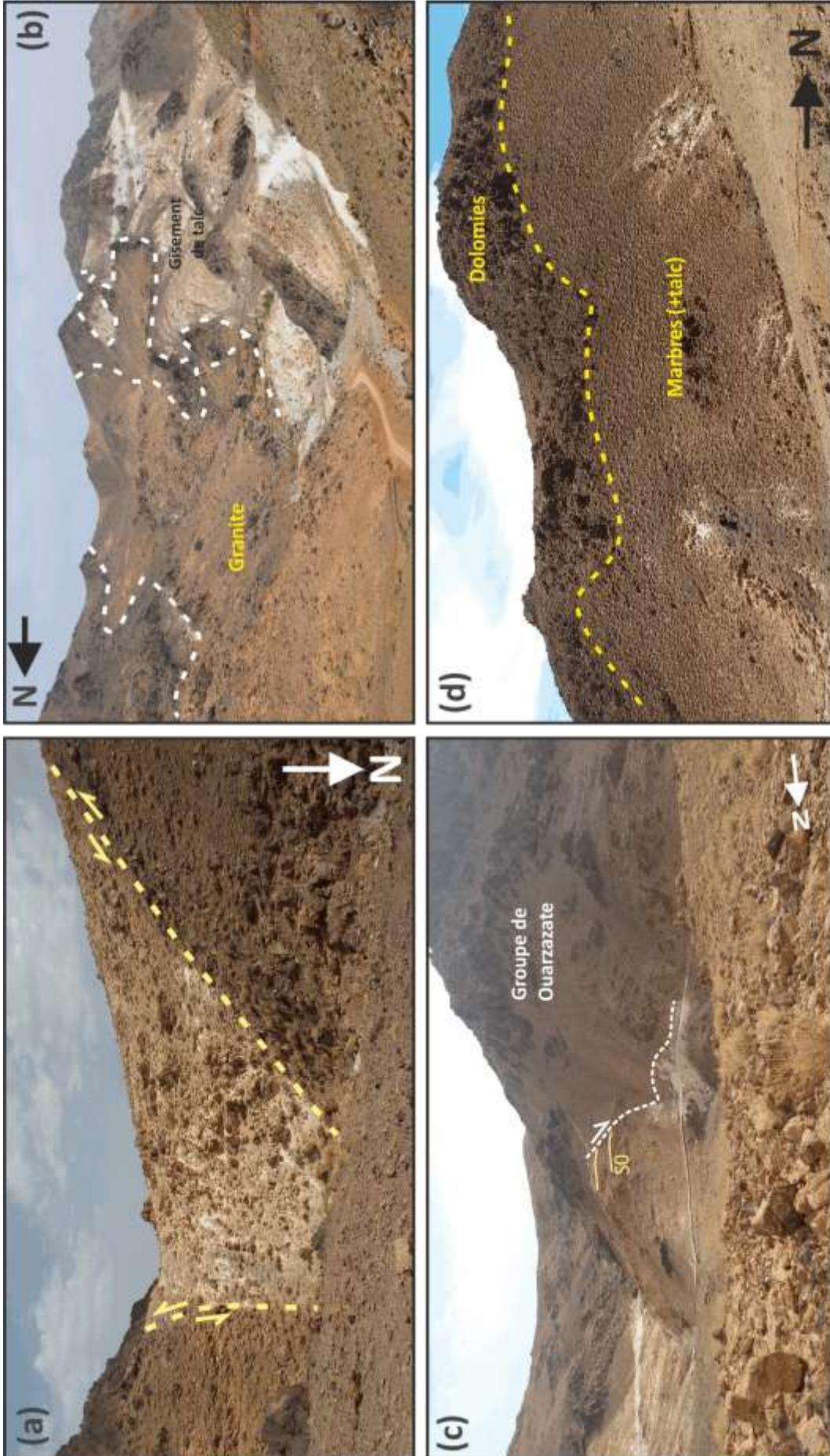


Figure III-10 : Photos illustrant les différents contacts du gisement de talc de Nkob avec les formations adjacentes. (a) contact du gisement avec les métapélites. (b) granite d'Amassine au contact du gisement vers le NW de la zone de Nkob. (c) Le gisement recouvert par les laves du Groupe de Quarzazate selon un contact par faille inverse. (d) Passage progressif d'une dolomie non altérée vers un marbre (et talcites) vers le sud du gisement.

1.5. Les quartzites

Les quartzites (Fig. III-5f) occupent le nord de la zone de Nkob (Fig. III-8), où elles se redressent généralement selon un pendage vertical et sont en contact normal avec les métapélites (Fig. III-11a). Ces roches apparaissent aussi sous forme bréchique, intercalées dans les basaltes et les métapélites vers le Sud du secteur et se présentent en écailles subverticales de tailles et formes variables, avec des contacts faillés (Fig. III-11b).

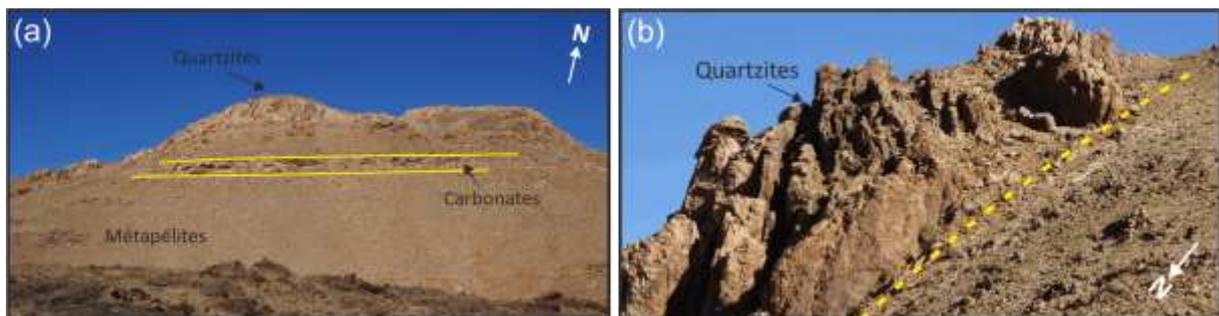


Figure III-11 : (a) Vers le Nord de la zone de Nkob, les quartzites au sommet de la série de Taghdout reposent sur les métapélites. Notez la présence de carbonates intercalées localisées au sein de la zone de contact. (b) Écailles de quartzites intercalés dans les métapélites selon un contact tectonique.

En lame mince, la roche est équigranulaire à grain moyen dominée par le quartz (> 90% en volume) allant jusqu'à 2 mm de taille, et les opaques. Le quartz forme par endroits des cristaux granuleux imbriqués avec des points triples bien nets, bien que certains grains subarrondis sont encore visibles. Il présente généralement une extinction de type onduleuse. Les limites entre les cristaux sont généralement droites avec des points triples bien nets. Les opaques sont généralement concentrés dans les fractures.

2. La Suite d'Assarag

Au sein de la zone de Nkob, affleurent aussi des roches plutoniques acides attribuées à la Suite d'Assarag. Il s'agit principalement de la diorite de Tamtattarn et du granite d'Amassine (Fig. III-2). Nos descriptions détaillées tourneront essentiellement autour du

granite d'Amassine, considéré comme ayant un rôle majeur pour la formation du gisement.

2.1. La diorite de Tamtattarn

La diorite de Tamtattarn affleure vers l'extrémité Ouest de la zone de Nkob, entre les douars de Nkob et d'Amassine. Elle présente un aspect hétérogène méso-mélanocrate à l'affleurement. Au microscope, deux faciès sont mis en évidence, un faciès grossier et un faciès fin. La roche montre une texture grenue dominée par le plagioclase, la hornblende, et le quartz.

2.2. Le granite d'Amassine

Le granite de Amassine constitue le prolongement d'un stock granitique plus vaste apparaissant sur les feuilles de Taghdout (De Kock, 2000a), et de Sirwa (De Beer et al, 2000) ; il s'agit du granite d'Ida ou Illoun (Jouider, 1997 ; Touil et al, 2008). Il s'étend entre le village de Nkob au SE, passant par le village d'Amassine, et arrivant au village de Taloust au NW (Fig. III-1). Ce granite fait partie de la suite d'Assarag et constitue la limite passerelle entre le Supergroupe de l'Anti-Atlas et Celui de Ouarzazate (Thomas et al, 2002 ; 2004 ; Gasquet et al., 2008). Il a été daté à 614 + 10 Ma (Thomas et al, 2002). Selon Admou (2000), ce granite a été mis en place le long de grands décrochements senestres qui correspondent à des fractures séparant le domaine éburnéen du domaine panafricain, et qui sont liés à l'Accident Majeur de l'Anti-Atlas.

A l'échelle de l'affleurement, le granite intrusif au sein des formations du groupe de Taghdout (Fig. III-12a), est d'aspect homogène à couleur rose avec des variations conduisant à un faciès très leucocrate. La roche est claire à grains moyens (Fig. III-12b). Les feldspaths alcalins rosâtres sont d'ordre centimétrique et montrent des variations de

taille et de degré d'automorphisme de l'Ouest vers l'Est. Le quartz forme des grains millimétriques corrodants.

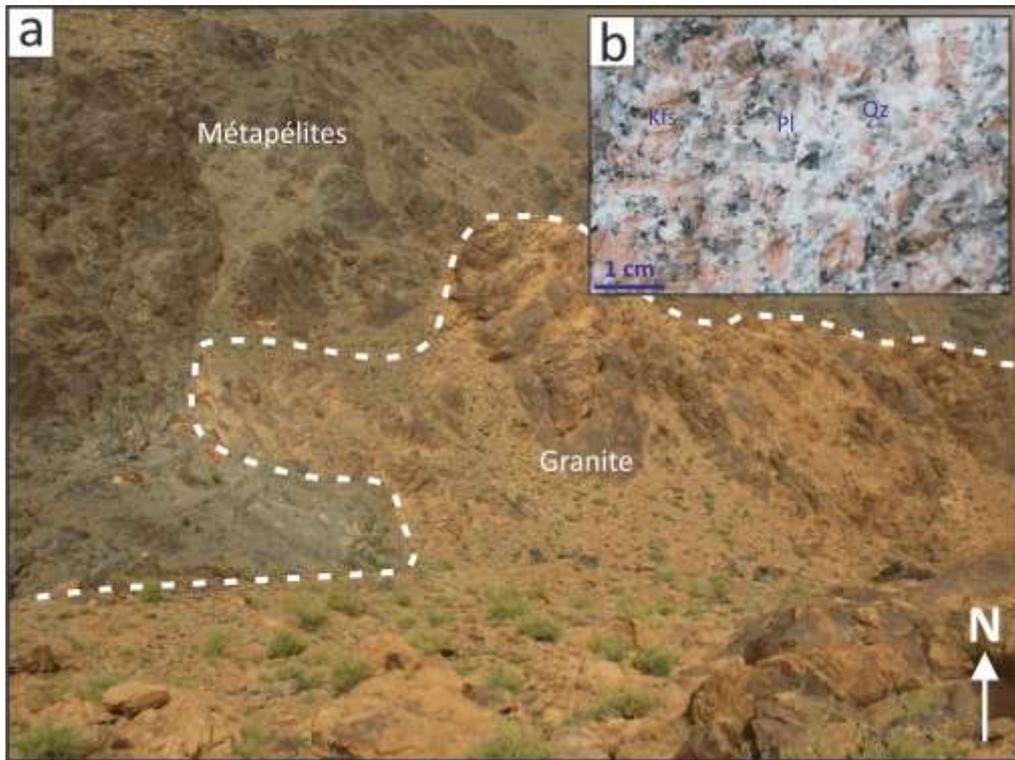


Figure III-12 : Intrusion du granite d'Amassine au sein de l'encaissant métapélitique (Groupe de Taghdout). (b) Aspect macroscopique du granite. Qz : quartz, Kfs : feldspath potassique, Pl : plagioclase.

Sous microscope, les échantillons de granite prélevés au Nord de la zone de Nkob montrent une texture grenue. Les grains sont de grandes tailles dominées par les feldspaths potassiques, le quartz et les plagioclases (Fig. III-13a). Les feldspaths potassiques (~1cm) sont xénomorphes et généralement perthitisés. Il s'agit de microcline et d'orthose présentant une faible orientation préférentielle. Le quartz se présente sous forme de grands cristaux xénomorphes (jusqu'à 1 cm) occupant les interstices ou bien se développant indépendamment sous forme de grands cristaux montrant une extinction roulante. Dans les zones de contact du feldspath K et du quartz, des textures secondaires sont observées, principalement la myrmékite.

Pour le plagioclase (jusqu'à 0.5 mm), les grains sont zonés et fréquemment saussuritisés. Les micas (biotite et muscovite) sont moins abondants (voire absents), et se présentent comme des paillettes à clivage bien visibles. Les grains de biotite peuvent être isolés ou inclus dans les feldspaths et montrent des halos pléochroïques. Ils sont souvent chloritisés. L'amphibole représentée par la hornblende magmatique se présente sous forme de grains xénomorphes à subautomorphes avec un pléochroïsme vert olive à brun. Les minéraux accessoires sont le rutile, l'ilménite, le zircon, la tourmaline et l'apatite. Vers l'extrémité Est de la zone de Nkob, affleurent des faciès granitiques microgrenus. Ils montrent le même cortège minéralogique que le faciès précédent, mais différent de point de vue texture.

Plus on avance vers l'Ouest (zone d'Amassine-Taloust), les cristaux de plagioclase augmentent de taille de façon remarquable (plus de 1cm) contrairement aux cristaux de feldspaths potassiques et de quartz (Fig. III-13b), les micas sont plus abondants et les textures myrmékitiques disparaissent. On déduit que, de l'Ouest vers l'Est, on a un passage d'un faciès de granodiorite vers un faciès granitique.

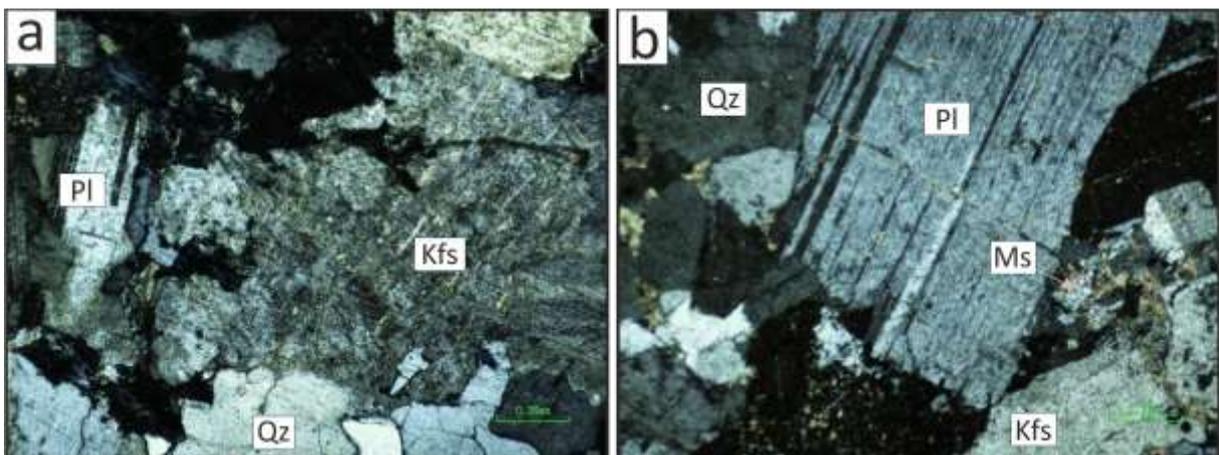


Figure III-13 : Aspects microscopique du granite d'Amassine. (a) au contact avec le gisement. (b) vers l'extrémité Ouest de la zone de Nkob.

Notons que la présence de marbres et de métapélites à andalousites dans les zones de contact avec le granite montre que ce dernier a engendré un important métamorphisme de contact lors de son intrusion au sein des formations du Groupe de Taghdout dans la zone de Nkob.

3. Le Groupe de Ouarzazate

Vers la limite Est de la zone de Nkob, affleurent des roches volcanosédimentaires attribuées au Groupe de Ouarzazate (Thomas et al, 2002, 2004) (Fig. III-8, Fig. III-14). Elles sont en contact tectonique avec les formations du groupe de Taghdout (Fig. III-14). Il s'agit essentiellement de rhyodacites de teinte rougeâtre à cassures esquilleuses. La roche montre une texture microlitique porphyriques riche en phénocristaux de plagioclases et de quartz. Ce faciès inclus aussi quelques ignimbrites et tufs acides.

En lames minces, les rhyodacites sont formées essentiellement de phénocristaux de plagioclases, de quartz et d'opagues, le tout baignant dans une matrice microlitique de plagioclases. Les plagioclases montrent des phénocristaux (jusqu'à 6 mm) subautomorphes à automorphes zonés baignant dans une matrice à microlites de plagioclase. Ils sont souvent séricitisés. Le quartz (1 à 3 mm) montre généralement des golfs de corrosion. Les opaques se présentent sous forme de cristaux automorphes et correspondent probablement à de l'oligiste si abondante au sein de ce faciès.



Figure III-14 : Contact entre les laves du Groupe de Ouarzazate et les formations du groupe de Taghdout.

III. Caractérisation structurale

1. Analyse structurale du secteur d'étude

Malgré les quelques études structurales réalisées, (Admou, 2000) et bien qu'une importante minéralisation talquée y soit associée, le secteur de Nkob demeure encore méconnu dans le détail. Sa structuration résulte essentiellement de la phase de déformation synschisteuse correspondante à la déformation panafricaine dans sa phase compressive majeure (Admou, 2000).

Les coupes de terrain réalisées (Fig. III-3) ont permis de ressortir les différents éléments structuraux à l'échelle du secteur de Nkob essentiellement de failles, de zones de cisaillement, une schistosité, de boudinages...

1.1. La stratification S_0

Les mesures effectuées sur la zone de Nkob montrent que les formations sont généralement orientées Est-Ouest, redressée et faisant face au Nord. La stratification (S_0)

est généralement assez bien conservée dans les roches du secteur, principalement au sein des carbonates et des métapélites (Fig. III-15). Toutefois, sa géométrie originelle est perturbée par les événements tectoniques ultérieurs.

La stratification est perturbée au contact des failles verticales qui traversent le gisement. Elle dessine des plis d'axes verticaux qui, interprétés comme crochons, indiquent le mouvement principal des failles.

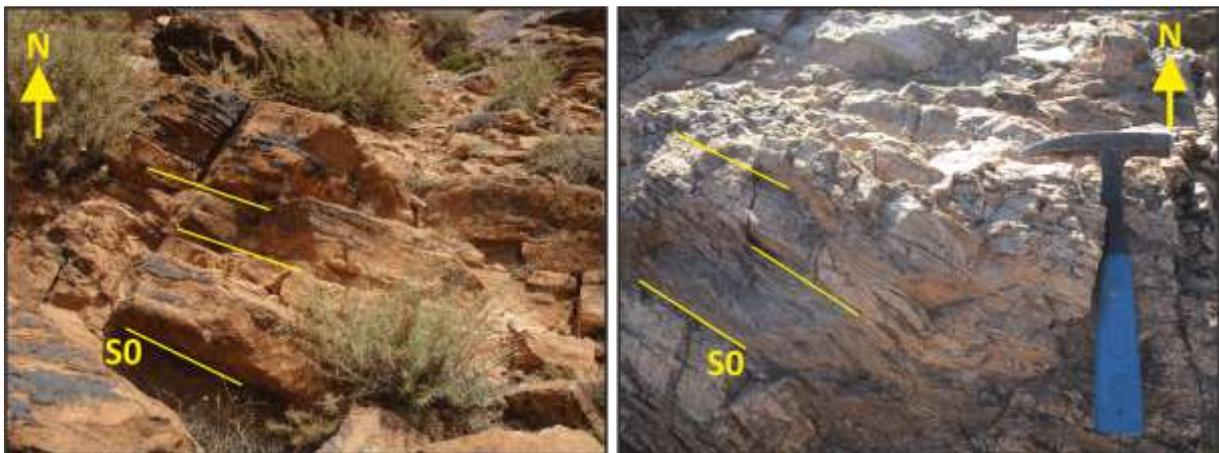


Figure III-15 : Plans de stratifications SO bien préservés dans les roches du secteur de Nkob. (a) dans les carbonates. (b) dans les quartzites.

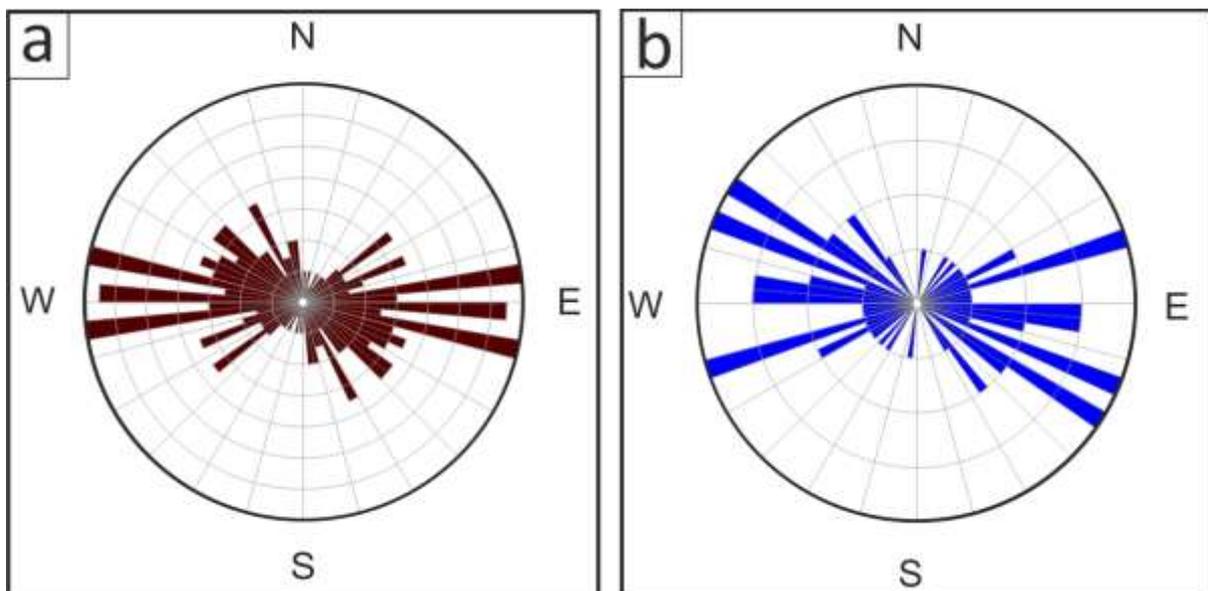


Figure III-16 : Rosace des fréquences (a) des plans de stratification S0 et (b) plans de schistosité S1 dans la zone de Nkob.

La rosace des directions des plans de stratification S0 montre des orientations ESE-WNW, ENE-WSW et E-W (Fig. III-16a). Les valeurs de pendages sont variables, comprises entre 30° et 80° et orientées systématiquement vers le Nord. Les valeurs les plus fortes de pendage sont observées dans le centre du secteur (au sein du gisement). La partie centrale du secteur montre quelques modifications du plan S0 qui prend des directions parfois NE-SW et NW-SE. La présence de plis peut expliquer ce comportement.

La stratification (S0) est parfaitement préservée dans les roches du gisement (Fig. III-17). Elle montre une direction majeure E-W et des directions secondaires NW-SE et NE-SW (Fig. III-18a). Le litage sédimentaire plonge vers le nord avec des valeurs variables, généralement comprises entre 50 et 80 (Fig. III-17).



Figure III-17 : Coupe transversale synthétique N-S à travers le gisement.

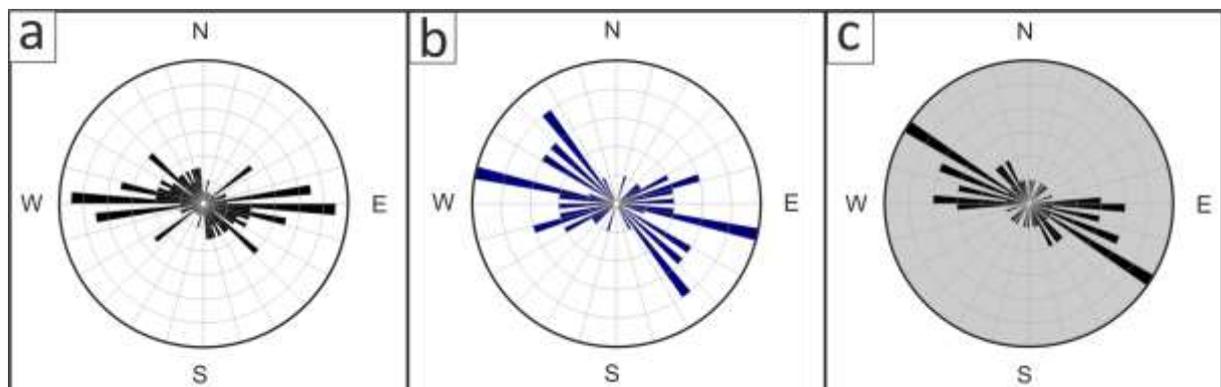


Figure III-18 : rosaces des directions des : (a) plans de stratifications (b) plans de cisaillement (c) plans de schistosité au sein du gisement de talc de Nkob.

1.2. La schistosité principale S1

Les roches affleurant au sein du secteur de Nkob présentent occasionnellement une déformation qui reste généralement faible se manifestant par la présence d'une fabrique principale correspondant à une schistosité non pénétrative S1 fréquemment observée dans les métapélites et rarement dans les carbonates (Figs. III-19a, 19b).

Les plans de schistosité S1 sont généralement peu marqués et fréquemment parallèles aux plans de stratification S0 (Fig. III-19a, 19b), et sont souvent parallèles (ce qui nous mène à parler de plans S0-1), donnant à la roche un aspect feuilleté. Le parallélisme entre les plans de stratification S0 et ceux de schistosité S1 suggère que cette dernière peut être d'origine diagenétique (une schistosité de compaction) ou que nous sommes sur le flanc de grands plis d'échelle cartographique.

Les différentes mesures sont projetées sur des roses de directions pour une étude statistique de la distribution. D'une manière générale, le plan S1 montre des directions majeures E-W, ENE-WSW, et WNW-ESE (Fig. III-16b) confirmant que cette schistosité correspond à la phase de déformation panafricaine majeure. Tout comme le plan S0, la schistosité S1 montre des variations significatives en pendages qui varient entre 40 et 80°.

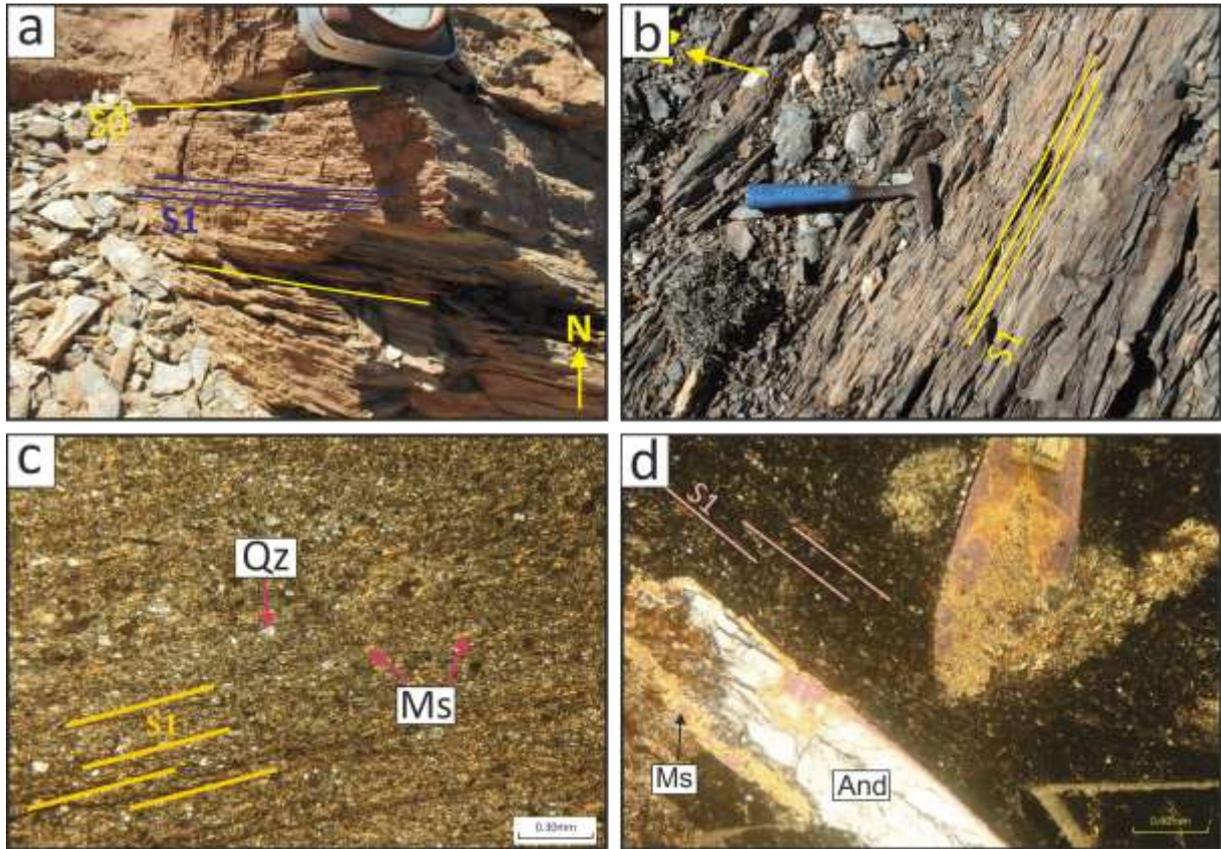


Figure III-19 : (a, b) Illustration des plans de la schistosité (S1) affectant les roches de la zone de Nkob, (a) dans les carbonates et (b) dans les métapélites. (c, d) lames minces (LPA) de métapélites montrant les plans de schistosité S1 définis par l'alignement des micas. Notons l'aspect des porphyroblastes d'andalousite postérieures à la schistosité S1. Abréviations : Qz : quartz, Ms : muscovite, and : andalousite.

L'observation microscopique de la schistosité S1 indique essentiellement un alignement plus ou moins régulier des muscovites (Fig. III-19c). Les porphyroblastes d'andalousite en plus des biotites associées restent sécants sur la schistosité (Fig. III-19d).

Une carte de trajectoire de schistosité a été élaborée en se basant sur les mesures des plans S0-1 (Fig. III-20). Cette carte révèle une variation directionnelle, contrôlée essentiellement par l'influence des grandes failles tardifs affectant le secteur de Nkob. Les trajectoires des plans S0-1 se tordent et s'adaptent avec les accidents de directions NE-SW, NW-SE et E-W, en dessinant des structures en Z (Fig. III-20). Des linéations

d'étirement n'ont pas été observée dans le secteur de Nkob. Les perturbations des directions des plans S0-1 seront décrites dans la section à venir.

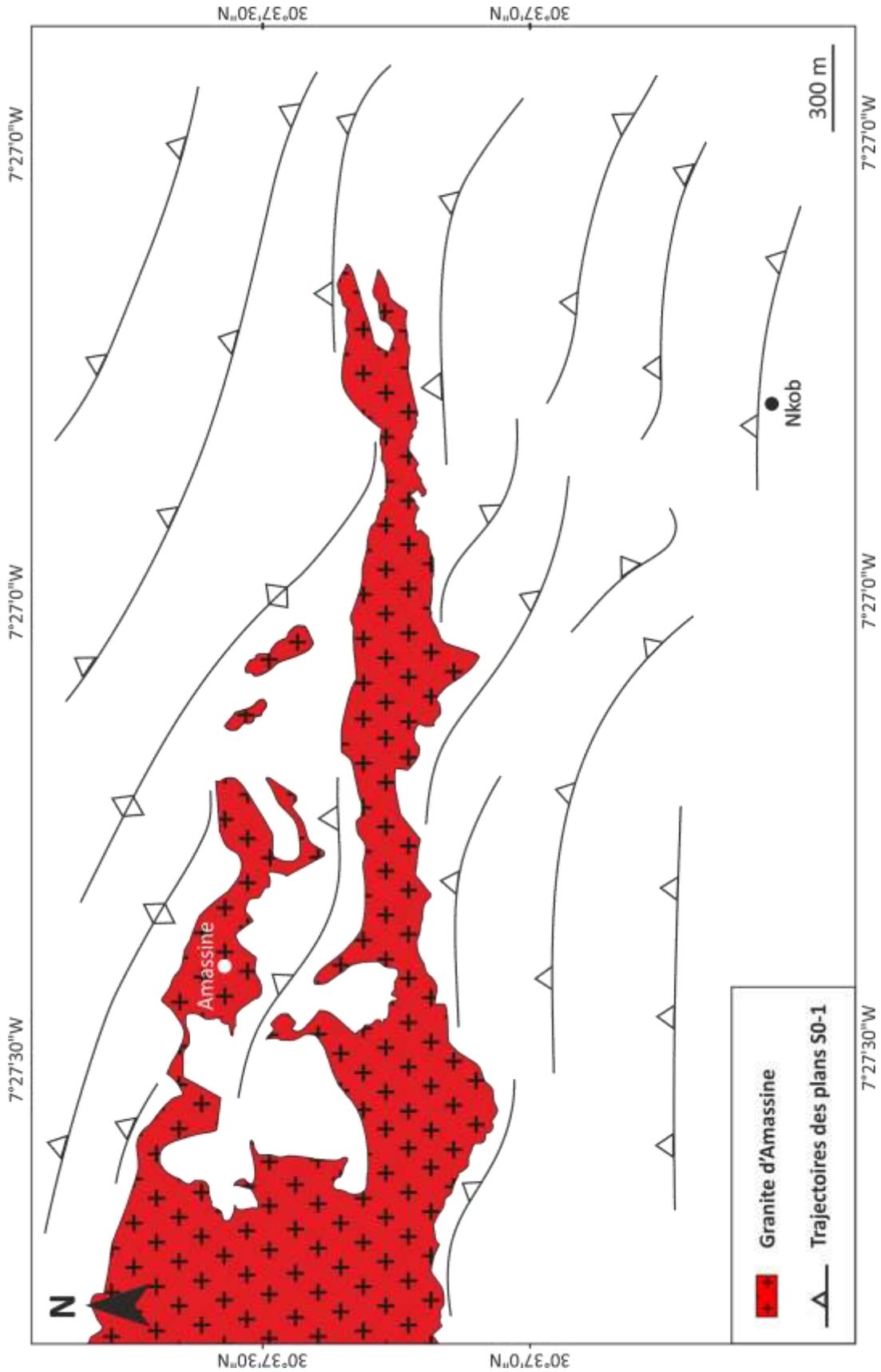


Figure III-20 : Carte des trajectoires des plans S0-1 mesurés au sein du secteur de Nkob.

1.3. Les failles

La zone de Nkob est affectée par un système de failles cartographiables à différentes échelles (Fig. III-21), qui apparaissent nettement sur la carte géologique et décalent des contacts lithologiques au sein du Groupe de Taghdout (Fig. IV-2).

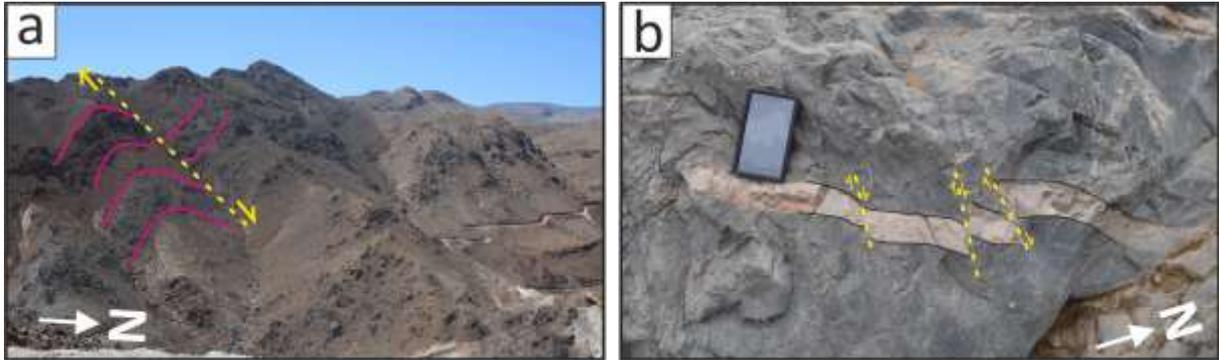


Figure III-21 : Planche photographique des différentes failles affectant le secteur de Nkob.

Il s'agit de décrochements d'orientations dominantes NE-SW senestre et NW-SE dextre (Fig. III-2) affectant toutes les unités de la zone de Nkob.

Les mesures récoltées sur les miroirs de failles (Fig. III-22a, 22b, 22c) projetés sur une rosace de directions montrent deux directions majeures : une direction NW-SE (pentée vers le N), une direction NE-SW (pentée vers le S et SW) (Fig. III-22d). Fréquemment, la tectonique cassante apparaît polyphasée avec des plans striés dans de nombreuses directions (Fig. III-22c).

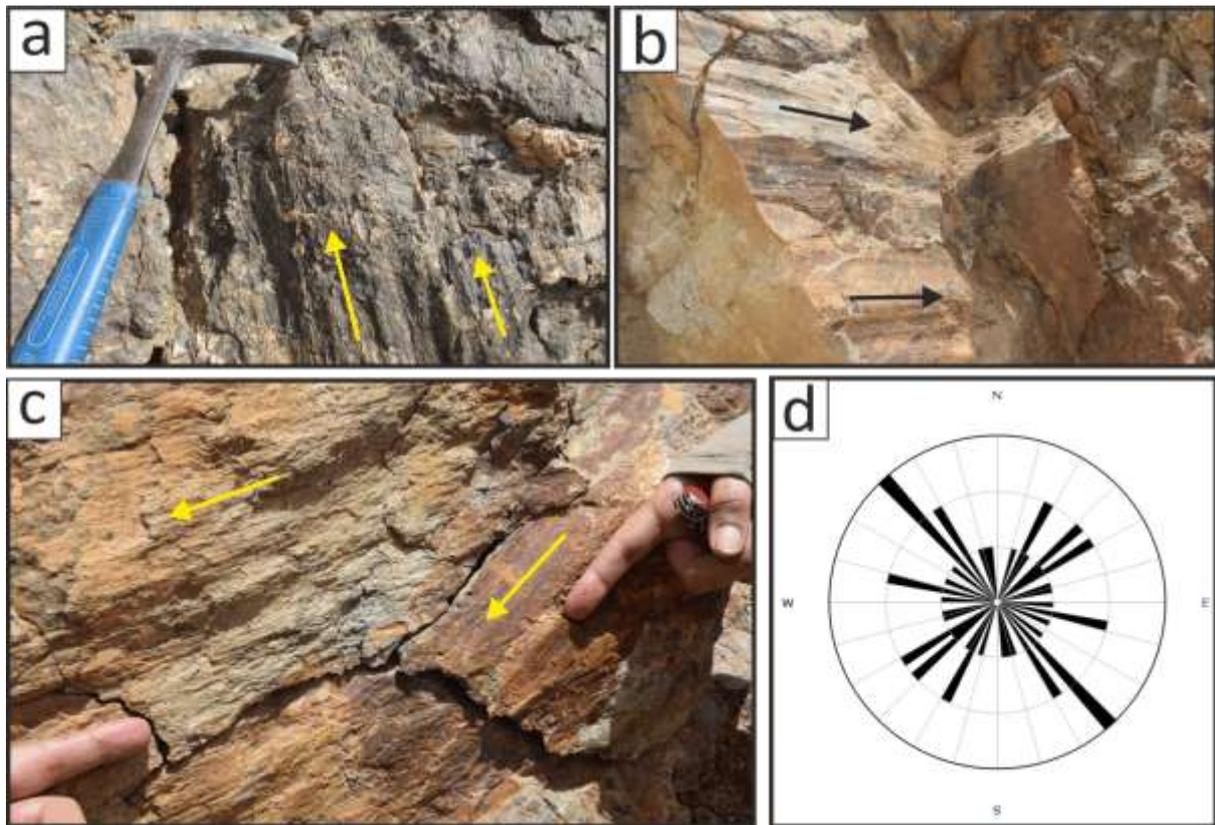


Figure III-22 : (a, b) miroirs de failles observées dans les formations de la zone de Nkob. Noter les stries et les "marches d'escalier" indiquant le mouvement relatif du bloc "absent". (c) stries de failles dans une métapélite montrant un double jeu.

Ces décrochements se manifestent à différentes échelles au sein du gisement de talc de Nkob et affectent toutes les formations y compris la minéralisation talquée. Ils restent facilement repérables sur les images satellitaires que sur le terrain. Toutefois, les mesures des directions de la S0 dans différents points du gisement a permis de bien placer ces accidents au sein du gisement et de définir leurs sens de mouvements. Il s'agit de décrochements majoritairement senestres à directions NW-SE et NE-SW provoquant la torsion des directions des plans de la stratification S0 (formant parfois des crochons) (Fig. III-23).

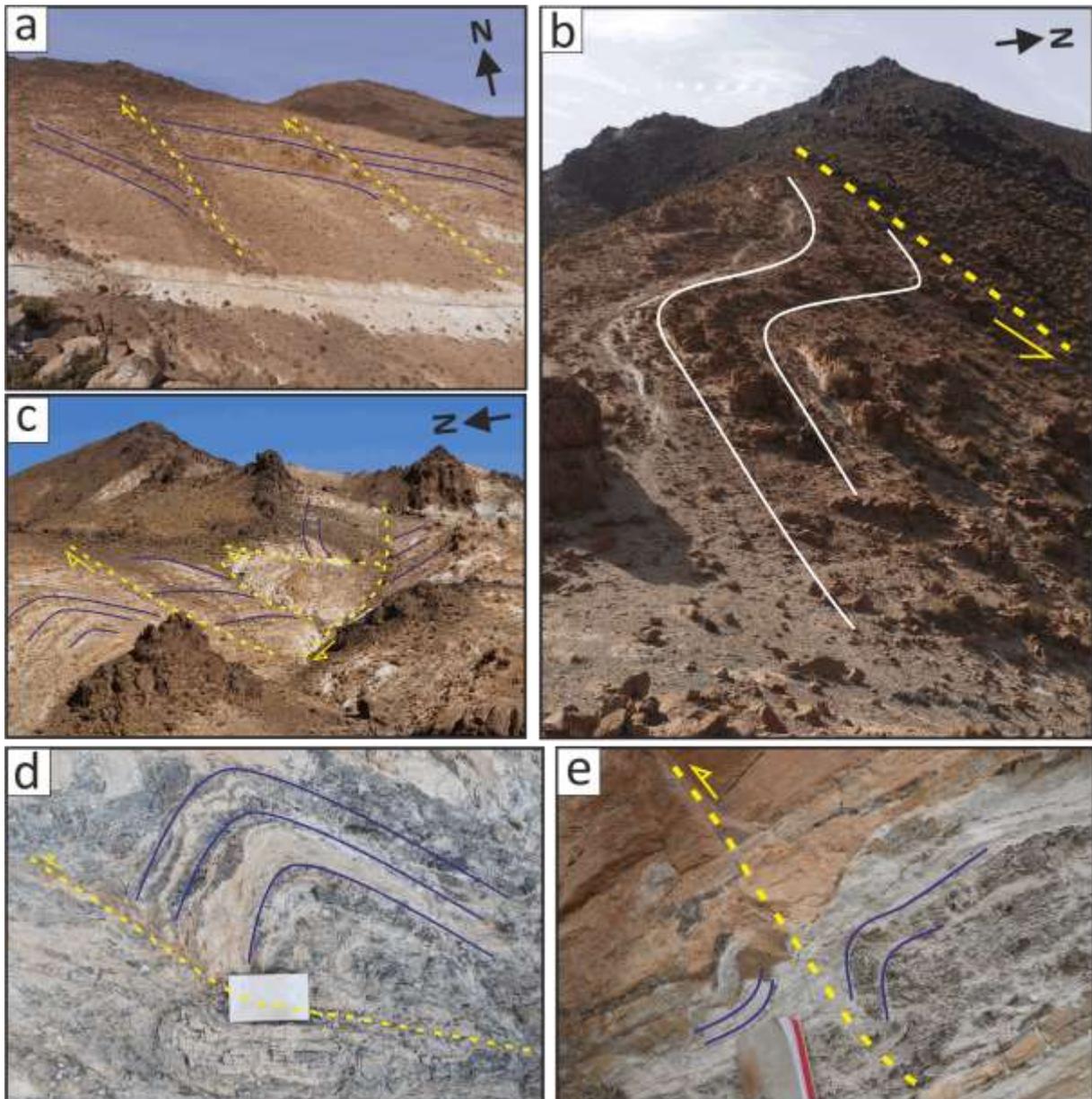


Figure III-23 : Planche photographique (a, b, c) Panoramas des grands décrochements affectant le gisement de talc de Nkob. (d, e) failles à jeu senestre observées au sein du gisement causons la torsion des lithologies avec la formation de plis-failles.

1.4. Les plis

Les plis sont observés dans le secteur de Nkob à différentes échelles. Ces plissements sont déjetés, serrés à ouverts, à plans axiaux de direction NW-SE et dont les axes plongent, de façon générale, modérément vers le NE (Fig. III-24).

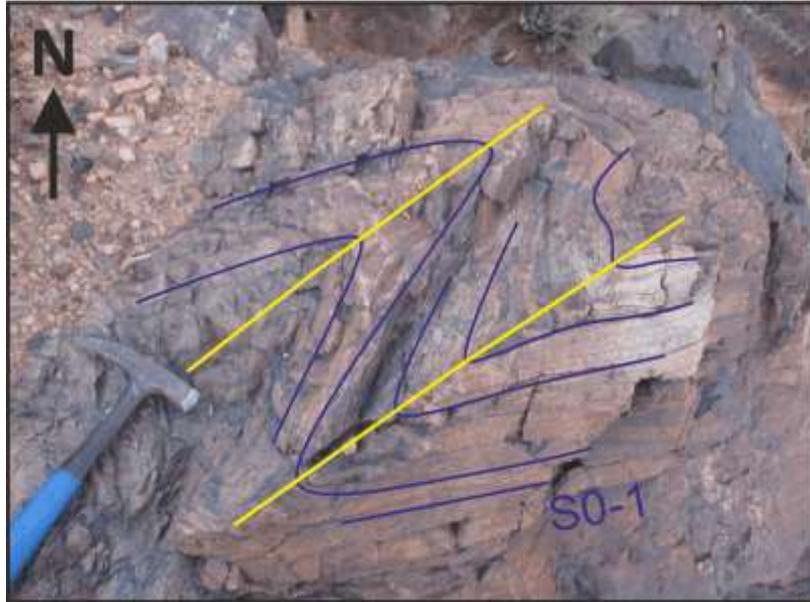


Figure III-24 : Aspect à l'affleurement d'un plissement synschisteux observé dans une métapélite.

Au sein du gisement, on observe localement des plis hétérogènes et irréguliers d'échelle décimétrique à métrique à l'échelle de l'affleurement (Fig. III-25). Ces structures marquent probablement d'anciens slumps affectant la série sédimentaire partiellement consolidée.



Figure III-25 : pli centimétrique irrégulier au sein du gisement. Les niveaux sombres correspondent à des phlogopitites.

Des plis à axe vertical à subvertical sont associés aux décrochements affectant le secteur de Nkob et peuvent donc être décrits comme des crochons de faille. Ils sont bien visibles à l'échelle cartographique (vues panoramiques, Fig. III-23, 23c) mais aussi l'échelle de l'affleurement (Fig. III-23d, 23e).

A l'approche du granite, plusieurs plis centimétriques, désorganisés et présentant un aspect en slumps sont observés (Fig. III-26).

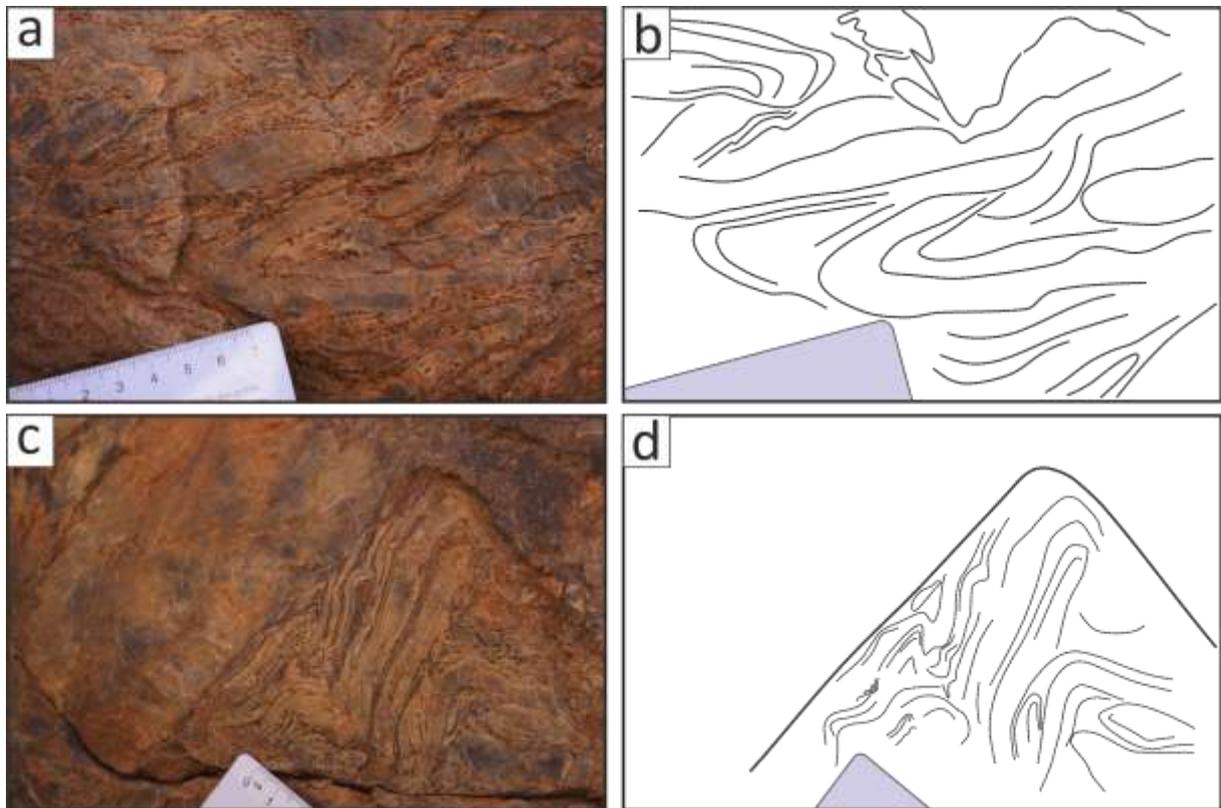


Figure III-26 : Aspect des plis à l'approche du granite d'Amassine.

1.5. La fracturation

Une fracturation affecte tout le secteur de Nkob (Fig. III-27). Elle est perpendiculaire aux plans de stratification et montre une direction majeure N-S avec une direction secondaire NE-SW. Ces fracturations s'intensifient du Sud vers le Nord et de l'Est vers l'Ouest. Elles

sont recoupées par les accidents NE-SW, NW-SE et E-W affectants le secteur (décrits en bas) donc leur sont antérieures (Fig. III-27a).

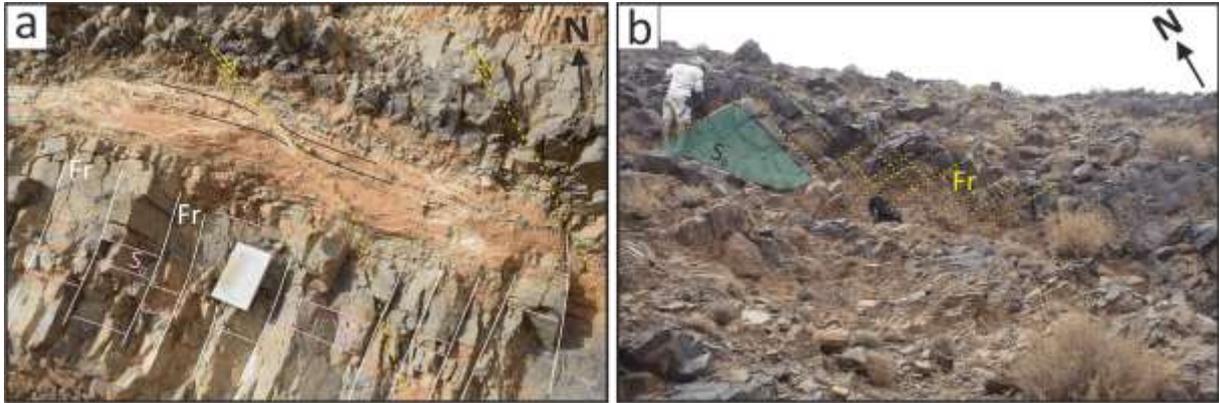


Figure III-27 : Illustration des familles de fractures (Fr) NE-SW et N-S affectant les roches du secteur de Nkob et leur rapport avec les plans stratification S0. Dans (a), les plans de fractures (Fr) sont recoupés par les familles de failles NW-SE.

2. Les éléments structuraux observable au sein du gisement de talc de Nkob

Plusieurs éléments structuraux ont été observés au sein du gisement. Il s'agit essentiellement de cisaillements, d'une schistosité, de boudinage... Les caractères de ces structures seront analysés dans le but de définir la géométrie du gisement et les relations entre les évènements tectoniques et la formation de la minéralisation.

2.1. Les bandes de cisaillement

Des bandes de cisaillements de direction N100 à N110 dominante avec un pendage moyen à fort (35 à 90°) vers le Nord (Fig. III-18b) se développent dans talcites et forment des structures anastomosées complexes au sein desquelles une forte schistosité (S) subparallèle à S0 (Fig. III-18c) s'est développée (Fig. III-28a, 28b). La géométrie définie entre les plans C et les plans S est compatible avec des fabriques C/S indiquant un

mouvement généralement senestre. Ces plans apparaissent postérieurs à la formation du gisement et précisément de la minéralisation talquée.

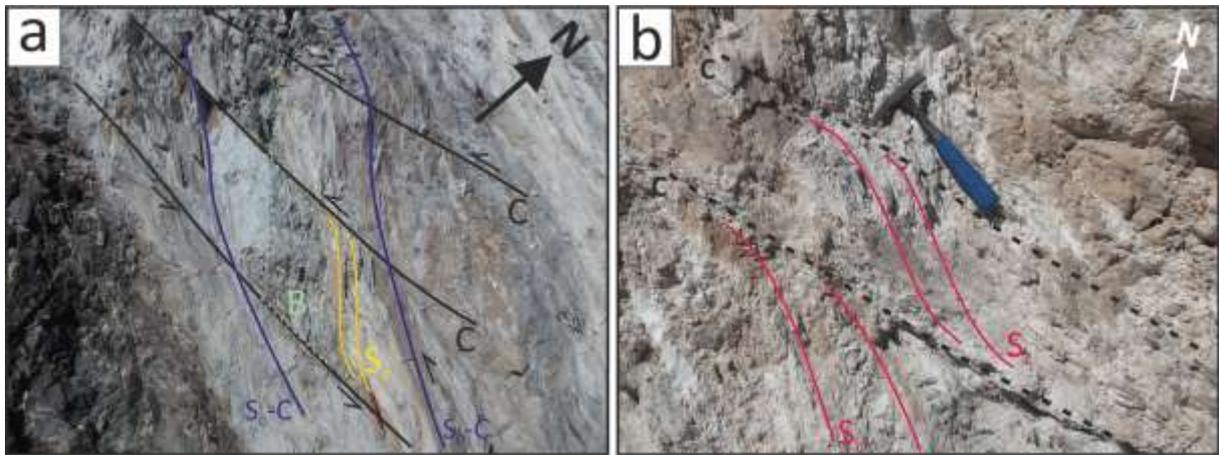


Figure III-28 : Planche photographique des plans de cisaillements observés à l'échelle du gisement de talc de Nkob. (a, b) plans de cisaillement affectant les talcites avec formations de structure C/S. Notons la formation de boudins (B).

Ces structures C/S sont aussi observables à l'échelle microscopique (Fig. III-29a, 29b)). Le talc occupe les plans C et les plans S confirmant le caractère postérieur de ces zones de cisaillement par rapport à la formation de la minéralisation talquées. Les structures C/S sont aussi définies par l'alignement préférentiel de la chlorite et rarement de la serpentine. Des porphyroblastes d'opaques se trouvent associés aux zones de cisaillement. Ils montrent un aspect rotatif et des queues d'allongement avec un caractère syncinématique.

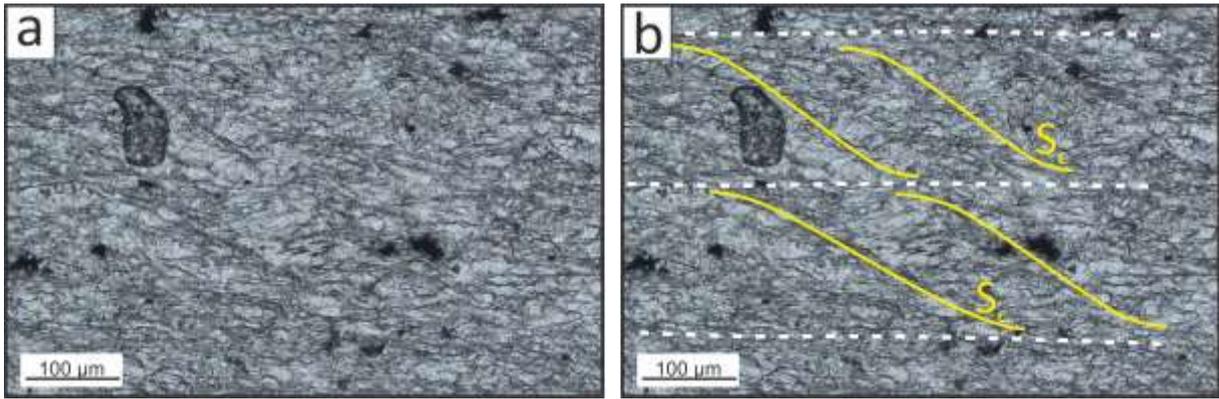


Figure III-29 : Planche photographique des cisaillements observés au sein des roches du gisement de talc de Nkob. (a, b) fabriques C/S au sein du talcinite (LPnA).

2.2. Les veines

a. Typologie

Différents types de veines traversent les roches du gisement sans orientation préférentielle et remplissent généralement les fractures. On cite :

- **Des veines verdâtres** : (< 0,5 cm) traversent les marbres noirs conduisant à la formation de marbres noirs-verts (Fig. III-9d et 9e). Elles sont riches en serpentine et en calcite avec des quantités mineures de phlogopite.
- **Des veines blanches 1** (< 0,2 cm) traversent les marbres noirs le centre du gisement. On distingue des veines caractérisées par une association calcite-trémolite-talc et certaines par une association calcite-talc (Fig. III-9c).
- Toutes les roches du gisement sont traversées par **des veines blanches 2 de calcite** monominérales tardives (> 0,5 mm). Ces veines remplissent les fractures des roches formant un réseau en stockwerk ou bien se développent dans des fractures des marbres qui s'ouvrent et se remplissent de calcite (Fig. III-31).

- **Des veines de chrysotile** (< 0,2 mm) sont également fréquentes dans les marbres verts.

La minéralogie de chaque type de ces veines sera décrite en détail dans le chapitre 4 à venir.

- **De grandes lentilles de quartz** blanc laiteux se trouvent piégées au sein du gisement (Fig. III-30a). Ce quartz a une autre origine que magmatique. Il s'agit d'un quartz qui a peut-être été extrait du protolithe ou bien cristallisé à partir de fluides hydrothermaux aqueux riches en silice. On appelle ce phénomène l'exsudation du quartz. Ce dernier est abondant dans les métapélites (et dans certaines roches métabasiques affleurantes au sein du gisement) du secteur de Nkob et se présente sous forme de veines occupant les fractures des roches (Fig. III-30b).

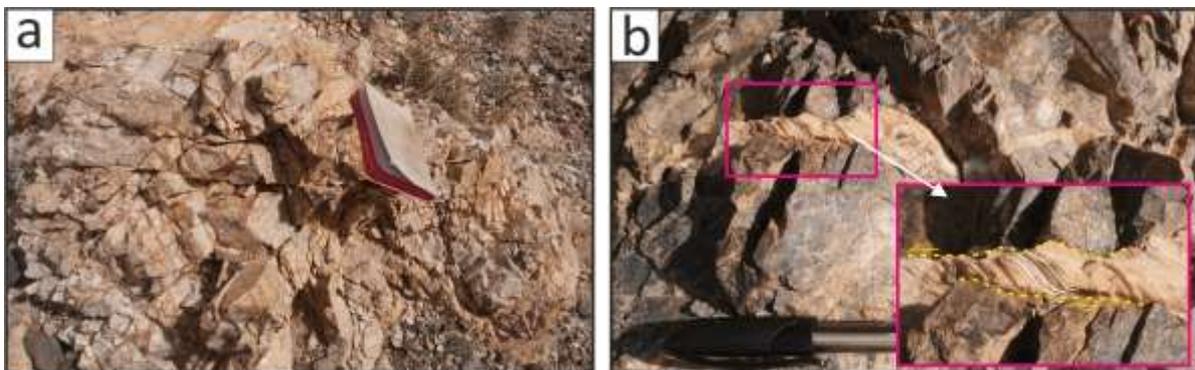


Figure III-30 : Phénomènes d'Exsudation de quartz. (a) lentille de quartz au sein du gisement de talc de Nkob. (b) quartz exsudé et déformé dans les métapélites de Nkob.

b. Relation veines-déformation

Au sein du gisement, les **veines verdâtres** ne présentent aucun signe de déformation, et aucun signe d'une croissance de cristaux en gerbes perpendiculaires aux épontes des veines, n'est observé (Fig. III-31a).

Au sein **des veines blanches 1**, un alignement ou bien une rotation apparente des cristaux de talc sont occasionnellement observés (Fig. III-31b), tandis qu'au sein **des veines de calcite 2**, cette dernière se présente sous forme de grands cristaux déformés volumétriquement dominés par les jumelages, ou bien par la présence d'un ensemble de lamelles jumelées polyphasés (jumelages en jumelages) d'orientations aléatoires, avec des recristallisations engendrant la croissance de petits grains sur les bordures (Fig. III-31c).

Une rotation apparente des cristaux a été observé à l'intérieur des veines de chrysotile (Fig. III-31d).

Les exsudats de quartz sont souvent déformés et montrent un mouvement de rotation senestre (Fig. III-30b).

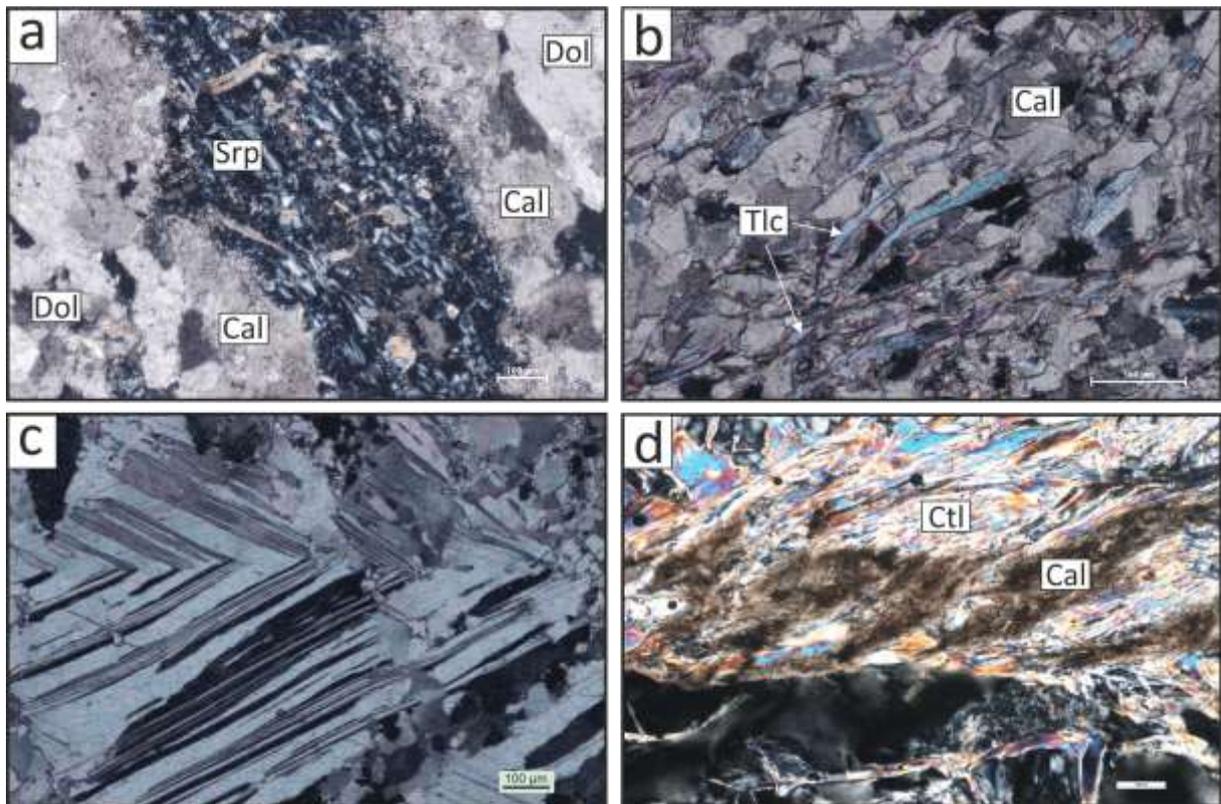


Figure III-31 : Planche photographique mettant le point sur la relation veines-déformation. (a) veine verdâtre de serpentine ne présentant aucun signe de déformation (LPA). (b) alignement

des cristaux de talc dans une veine blanches 1 (LPA). (c) veine de calcite monominéral déformée. Noter la grande taille des plans de jumelages polysynthétiques déformés, ainsi que la croissance de petits grains sur les bordures (LPA). (d) veine de chrysotile déformée (LPA).
Abréviations : Cal : calcite, Dol : dolomite, Tlc : talc, Srp : serpentine, Ctl : chrysotile.

Chapitre IV : Métamorphisme,
caractérisation pétro-
minéralogique et approche
thermodynamique

L'objectif de ce chapitre est de caractériser les différents épisodes métamorphiques affectant le gisement et son encaissant, ainsi que de présenter les différents résultats issus de la caractérisation pétro-minéralogique détaillée des échantillons cueillis au sein du gisement de talc de Nkob et aussi de ses alentours.

Les sections I et II présenteront les descriptions pétro-minéralogiques des roches du gisement et de ses alentours ainsi que l'essentiel de la caractérisation métamorphique au sein du secteur d'étude.

La section III sera consacrée pour l'étude minéralochimique de l'ensemble des phases minérales mises en évidence au sein des roches du gisement et de son encaissant métapélitique.

La section IV mettra la lumière sur la notion de modélisation thermodynamique et les différentes approches utilisées, visant à déterminer l'évolution en pression, température et X_{CO_2} des différents assemblages minéraux mis en évidence dans les roches du gisement, et de proposer un modèle pétrogénétique conceptuel pour sa formation.

L'essentiel des résultats des travaux présentés dans la section IV, ont été acceptés pour publication dans la revue « Ore Geology Reviews ».

I. Pétrographie des roches du gisement et aspect textural des minéraux

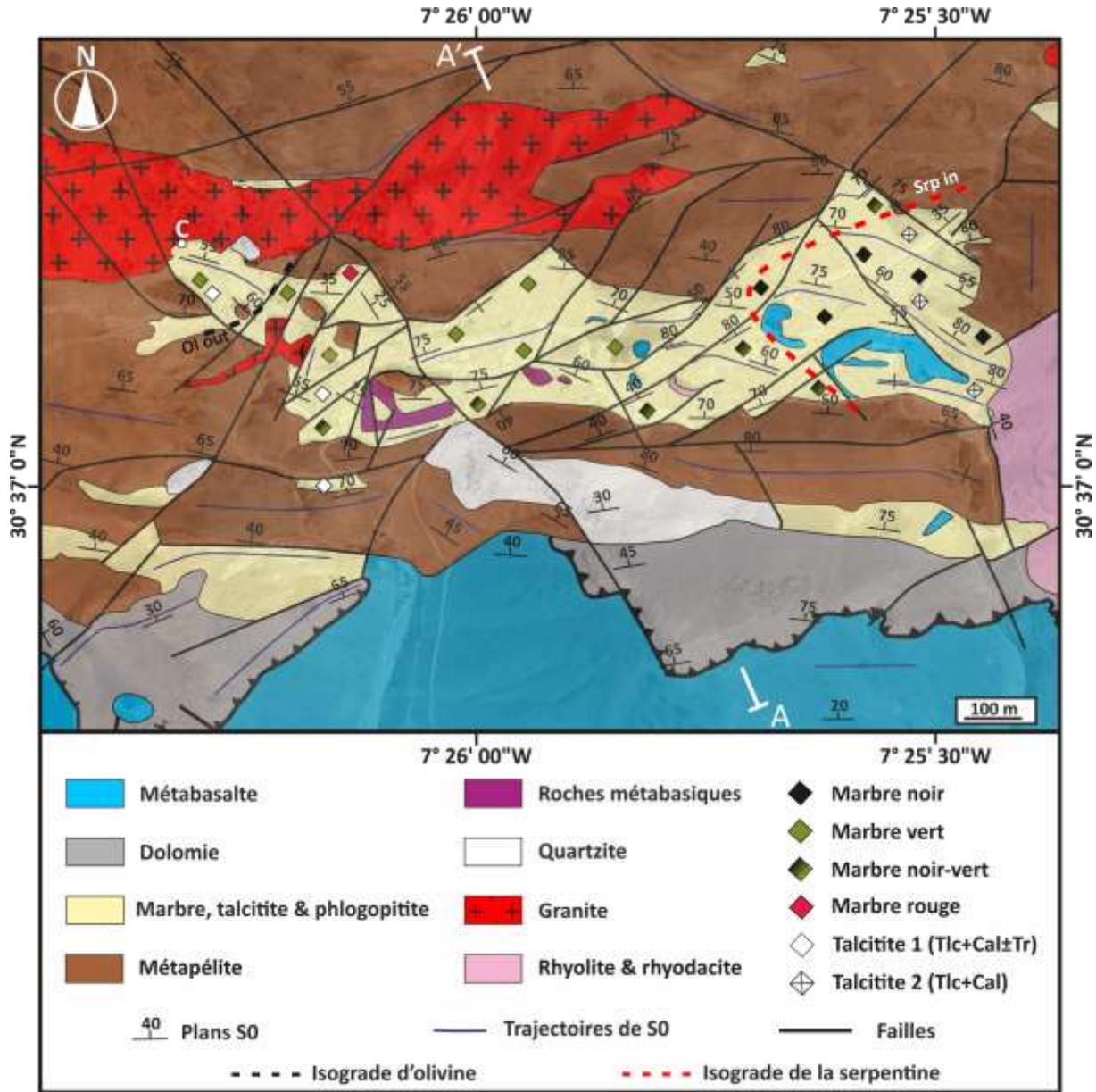


Figure IV-1 : carte géologique détaillée du gisement de talc de Nkob. La trace de la coupe transversale (Fig. III-17), l'emplacement de certains sites d'échantillonnage représentatifs (losanges) et d'isogrades sont indiqués.

1. Roches sédimentaires et métasédimentaires

Comme cité précédemment, le gisement de talc de Nkob (Fig. IV-1) inclut plusieurs lithologies alternantes sous forme de bancs réguliers (Fig. III-9a). On en cite : des marbres

noirs, noirs-verts, verts et rouges, des talcites et des phlogopitites (Fig. III-9). Ces roches sont essentiellement formées de carbonates (dolomite et calcite), de talc, de serpentine, de phlogopite, de chlorite, de trémolite (Fig. IV-2). Les différentes lithologies du gisement sont recoupées par différentes générations de veines distinguées en fonction de leur composition minéralogique (Fig. III-9). D'autres lithologies affleurent en dehors du gisement telles que des dolomies non métamorphisées et des métapélites (Fig. IV-1).

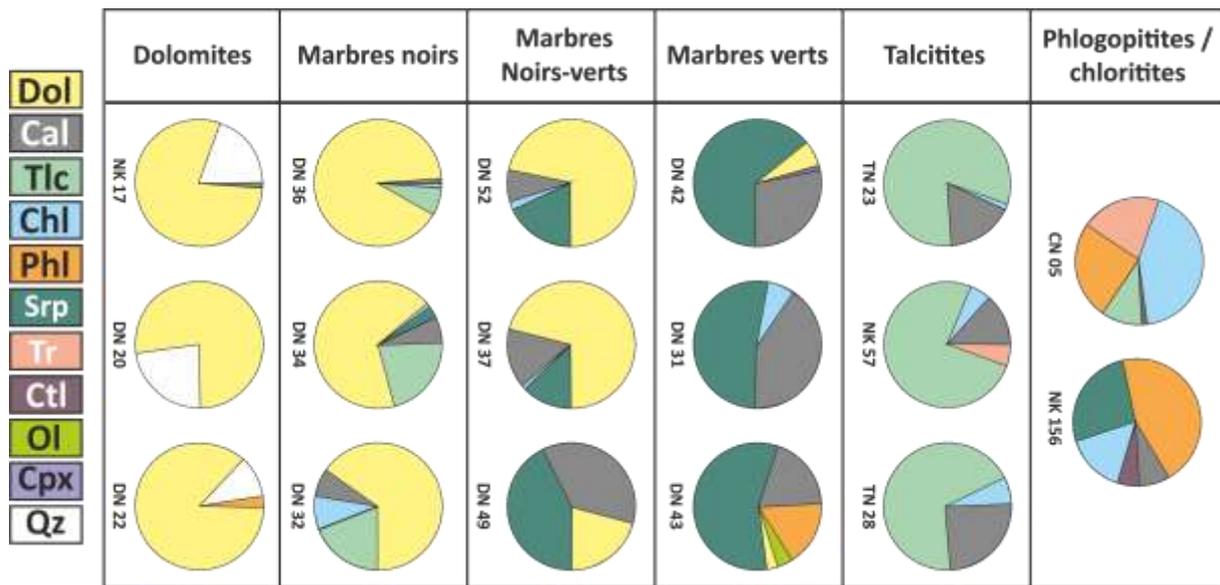


Figure IV-2 : Minéralogie des différentes roches du gisement de talc de Nkob déterminée après analyse DRX. Abréviations : Cal : calcite, Dol : dolomite, Tlc : talc, Srp : serpentine, Phl : phlogopite, Chl : chlorite, Ctl : chrysotile, Ol : olivine ; Tr : trémolite ; Qz : quartz.

Le contact direct entre le gisement et l'intrusion granitique est défini par le point C (Fig. IV-1).

Les dolomies non métamorphisées affleurent au sud du gisement (500 - 600 m loin du granite d'Amassine, Fig. IV-1) et représentent probablement le précurseur des marbres et des talcites. Elles sont dominées par une matrice dolomitique microsparitique (60 - 70 % vol.) (Fig. IV-2) avec des quantités variables de quartz (5-30 % vol.) (Fig. IV-3a et 3b). En outre, on trouve des oxydes de fer, des feldspaths potassiques et des illites comme

minéraux accessoires (en tout < 10 % en volume) (Fig. IV-2, 3a et 3b). Certaines de ces dolomies non métamorphisées (ou faiblement métamorphisées) sont présentes et préservées au sein du gisement (Fig. IV-3c et 3d).

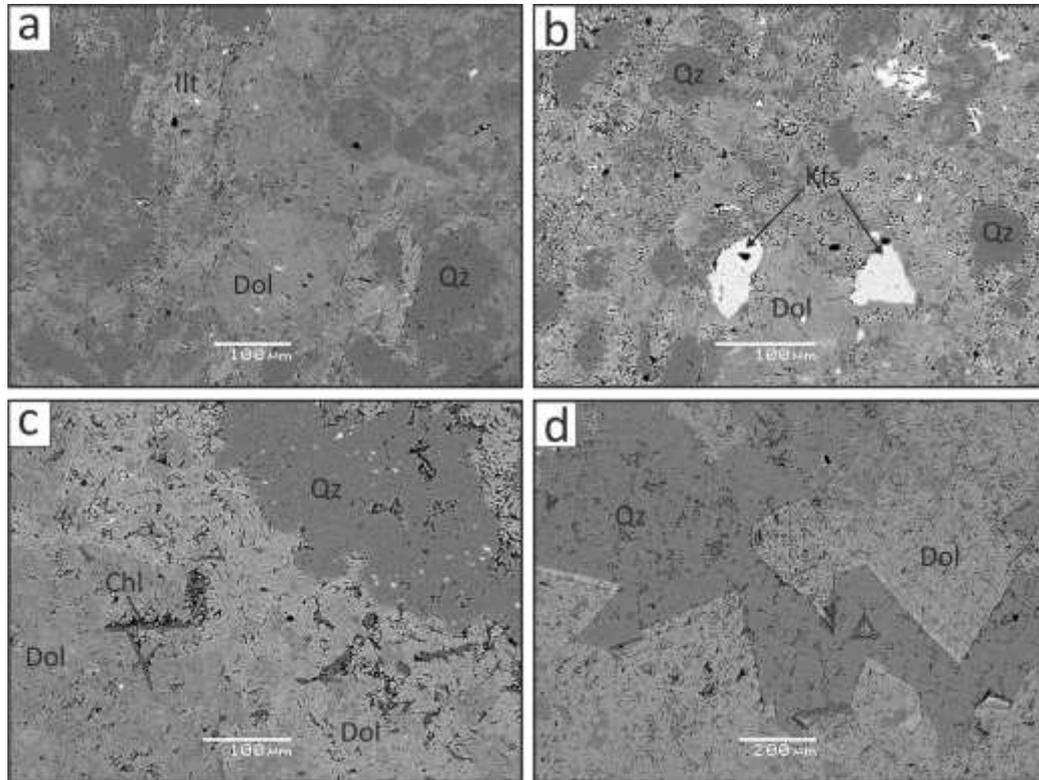


Figure IV-3 : Images prises au MEB (en mode électrons rétrodiffusés) montrant les dolomies non métamorphisées de la zone Nkob. (a) Image MEB montrant l'association dolomite-quartz-illites dans les dolomies siliceuses vers le Sud du gisement. (b) Image MEB montrant des cristaux de feldspaths potassiques associés à la dolomite et au quartz. (c, d) images MEB d'une dolomie siliceuse préservée au sein du gisement. Abréviations : Dol : dolomite, Qz : Quartz, Ill : Illite, Kfs : feldspath potassique, Chl : chlorite.

Les marbres noirs (Fig. III-9b) localisés au Sud-Est du gisement à 1km presque loin de la zone de contact Ouest avec l'intrusion granitique (Fig. IV-1) sont principalement constitués de dolomite (>70 vol.%) avec de la calcite et de petites quantités de paillettes de talc et de chlorite (Fig. IV-2) organisés en une texture granoblastique avec des grains de carbonate montrant des jonctions triples (Fig. IV-4a). Les cristaux de talc (>100 μm de

longueur) se présentent sous forme d'agrégats se développant aux limites des grains de carbonates où la dolomite se transforme en calcite (Fig. IV-4b). La phlogopite se présente sous forme de cristaux tabulaires (jusqu'à 0,2 mm) et parfois disposés en amas partiellement ou entièrement remplacés par de la chlorite.

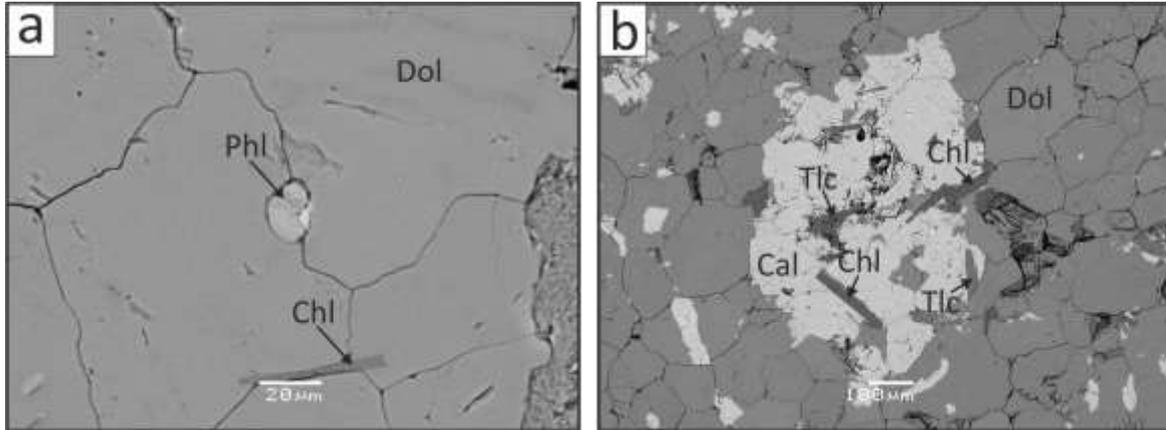


Figure IV-4 : Images MEB (en mode électrons rétrodiffusés) de marbres noirs. (a) Image MEB d'un marbre dolomitique noir. (b) Image MEB d'un marbre dolomitique noir montrant une zone de réaction au sein de laquelle on observe la formation d'un assemblage calcite ± talc ± chlorite. Abréviations : Dol : dolomite, Cal : calcite, Tlc : talc, Phl : phlogopite, Chl : chlorite.

Les marbres verts (Fig. IV-9c) s'étalent sur une longueur d'environ 750 m du contact Ouest du gisement avec l'intrusion granitique (Fig. IV-1). Ils présentent une texture hétéroblastique, principalement formée de serpentine (plus de 50 % en volume), de calcite (environ 35 %) et de petites quantités de trémolite, talc, phlogopite, chlorite avec de rares reliques d'olivine (Fig. IV-2). La serpentine est typiquement incolore à jaune ou vert pâle dans la lumière plane. Elle se présente sous forme de cristaux arrondis (ou en formes en baies) isolés contenant des cœurs de calcite, ou bien sous forme de masses grossières présentant une texture maillée typique incluant de rares reliques d'olivine (Fig. IV-5a, 5b) et formant des zones de réaction riche en calcite (Fig. IV-5c et 5d), marquant probablement une structure réactionnelle autour d'une veine ou une zone de percolation.

L'olivine est observée sous forme de grains arrondis à relief fort inclus au sein de la calcite.

Les cristaux d'olivine sont partiellement remplacés par la serpentine associée à de petits oxydes de fer (Fig. IV-5a et 5b). L'analyse DRX suggère une présence de traces de clinopyroxène (Fig. IV-2) mais ce minéral n'a pas été observé en lames minces. Des quantités mineures de trémolite (taille de 100 μm) ont été observées dans la matrice carbonatée (Fig. IV-5e). Elle se présente sous forme d'aiguilles ou de cristaux granulaires subautomorphes couramment bordés de talc (Fig. IV-5f).

La phlogopite se présente sous forme de cristaux tabulaires (jusqu'à 0,2 mm) intimement associés à la serpentine et est partiellement à complètement remplacée par de la chlorite (Fig. IV-5g).

Des grains automorphes disséminés de sulfures (pyrite, chalcopryrite) sont présents mais souvent altérés en oxydes de fer. D'après leur texture, ils paraissent avoir cristallisé après les principaux assemblages calcite-serpentine.

Certains **marbres rougeâtres** ont été observés au Nord-Ouest du gisement, principalement au sein de la zone d'affleurement des marbres verts au contact avec le granite (Fig. IV-1). Ils présentent des teneurs élevées en calcite et en oxydes de fer (Fig. IV-5h). Ces derniers se présentent sous forme arrondie et sont responsables de la coloration rouge de ces roches (Fig. IV-5h). Des quantités mineures de serpentine, de chlorite et de talc sont observées au sein de la matrice carbonatée.

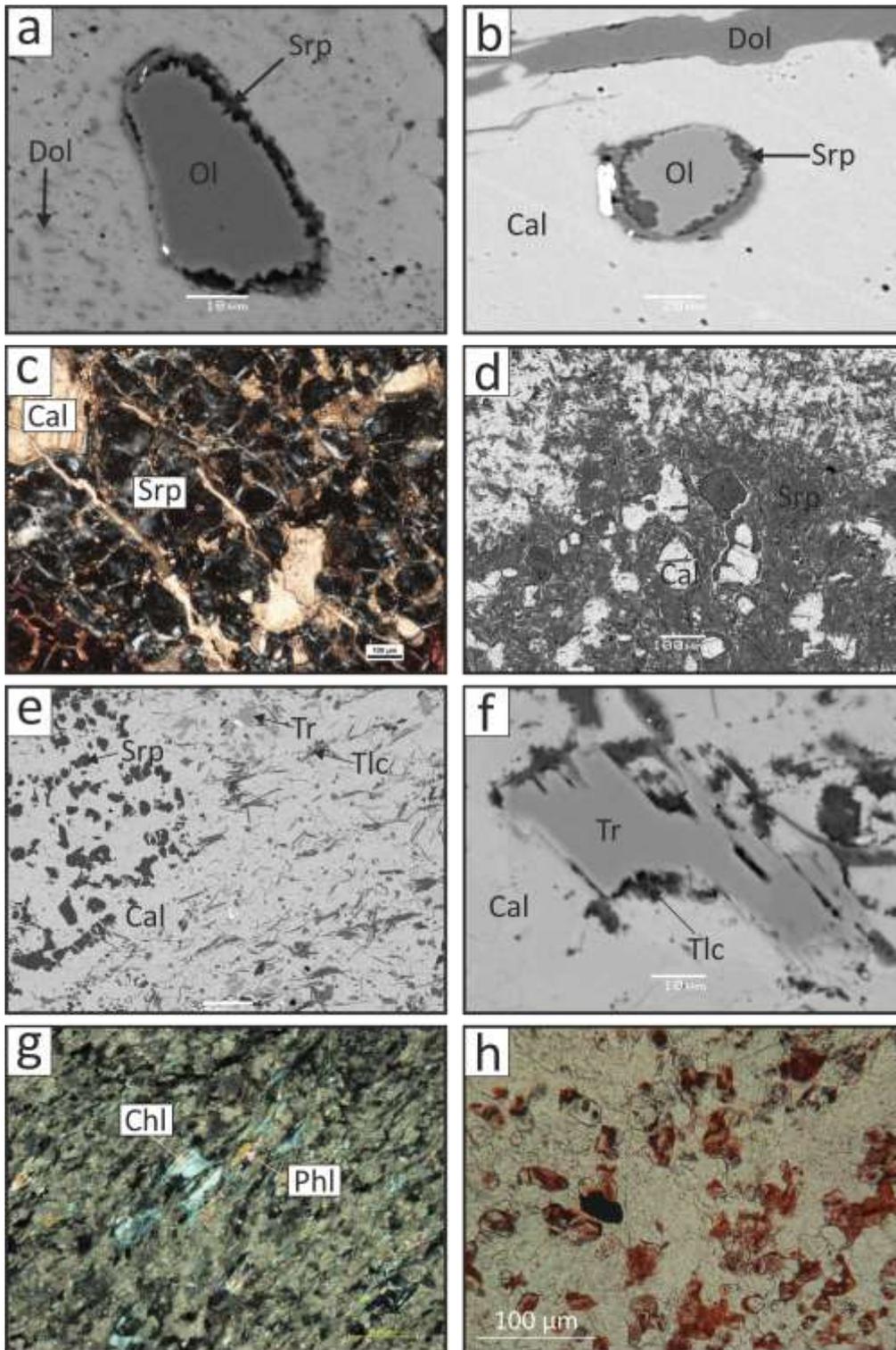


Figure IV-5 : Photomicrographies (en lumière polarisée) et Images MEB (en mode électrons rétrodiffusés) de marbres verts. (a, b) Images MEB montrant des olivines serpentinisées dans un marbre vert. (c, d) photomicrographie et image MEB montrant une masse de serpentine avec des inclusions de calcite dans un marbre vert. (e) Image MEB montrant une association

calcite-serpentine-trémolite±talc dans un marbre vert. (e) Image MEB de tremolite bordée de talc dans un marbre vert. (g) phlogopite chloritisé. (h) marbre riche en oxydes de fer. Abréviations : Cal : calcite, Dol : dolomite, Ol : olivine, Tlc : talc, Srp : serpentine, Tr : trémolite, Phl : phlogopite, Chl : chlorite.

Les marbres noirs-verts (Figs. III-9d et 9e) sont localisés au centre et vers le Sud du gisement. Ces marbres commencent à apparaître à ~ 750 m du point de contact avec l'intrusion granitique et disparaissent à ~ 1 Km de ce point (Fig. IV-1). Ils sont intermédiaires entre les marbres noirs et verts précédemment décrits. Les zones vertes sont riches en serpentine formant de grandes masses dans les carbonates ou s'organisent sous forme de veines.

Les talcites du gisement de Nkob (Fig. III-9f) sont caractérisées par une association talc-calcite dominante avec de la chlorite, de la phlogopite et de la trémolite (Fig. IV-2). Deux types de talc sont identifiés en fonction de la position de la talcrite au sein du gisement. Le talc 1 (jusqu'à 100 µm), trouvé dans les talcrites proches du contact avec le granite (100 à 200 m du point de contact avec l'intrusion), se présente sous forme d'agrégats aciculaires et en aiguilles et est associé à la trémolite (Fig. IV-6a). Dans certains points des lames observées, on remarque même que ce talc croît sur les bordures de la trémolite (ou de rares hornblende), ce qui suggère une croissance de ce premier type de talc par la consommation d'amphiboles (Figs. III-6b et 6c). Le talc 2, trouvé au sein des talcrites situées à ~ 1.3 km loin du point de contact entre le gisement et le granite (partie sud-est du gisement), est sous forme de gros grains allongés automorphes (dépassant parfois 100 µm), parfaitement tabulaire, se localisant dans les limites des grains de la calcite. Notons une absence totale de trémolite (Fig. IV-6d et 6e et 6f). Quelques grains d'apatite (10-20 µm), du zircon, du rutile et des oxydes de fer sont présents comme phases accessoires.

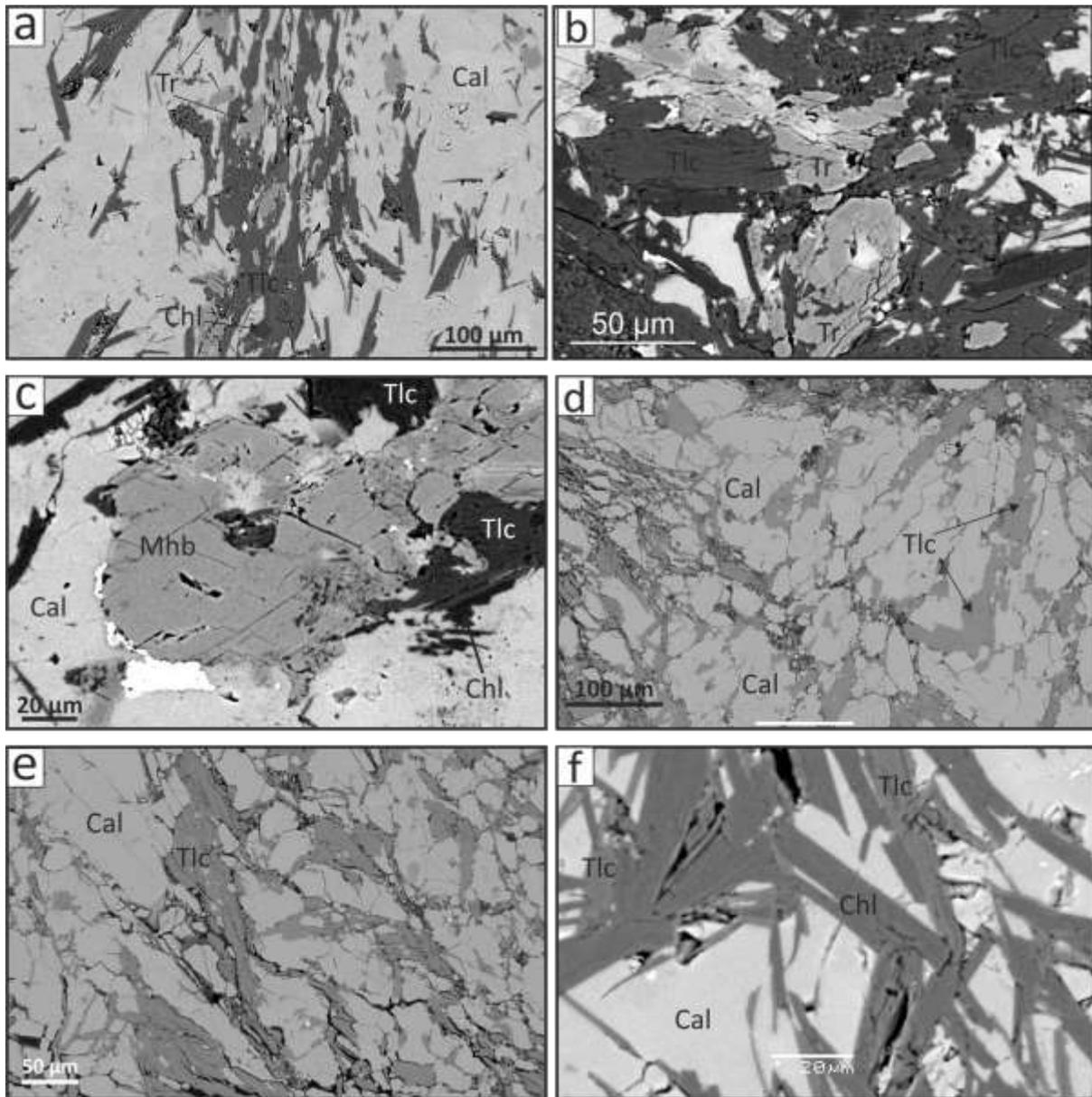


Figure IV-6 : Images MEB (en mode électrons rétrodiffusés) des talcites du gisement. (a, b) Association talc-calcite dans la talcrite 1 près du contact avec le granite. Le talc est aciculaire et contient quelques reliques de trémolite. (c) talc entourant un grain d'amphibole. (d, e, f) Association talc-calcite±chlorite dans la talcrite 2 loin du granite. Le talc a un aspect tabulaire. Abréviations : Cal : calcite, Tlc : talc, Tr : trémolite, Mhb : magnésio-hornblende, Phl : phlogopite, Chl : chlorite.

Les phlogopites (Fig. III-9g et Fig. IV-7a) forment des couches noires centimétriques à décimétriques alternant avec des lits de marbre. Elles sont principalement composées de

phlogopite associé à des cristaux de chlorite, et de talc (Fig. IV-7b). Quant aux **chloritites** verdâtres (Fig. III-9g et Fig. IV-7a), elles sont formées par rétromorphose des phlogopitites et contiennent de la chlorite avec des quantités mineures de trémolite et de rares diopsides (Fig. IV-7c et 7d). Des grains de titanite ($< 20 \mu\text{m}$), d'apatite ($< 10 \mu\text{m}$) distribués de façon aléatoire, individuels ou agrégés sont accessoirement présents.

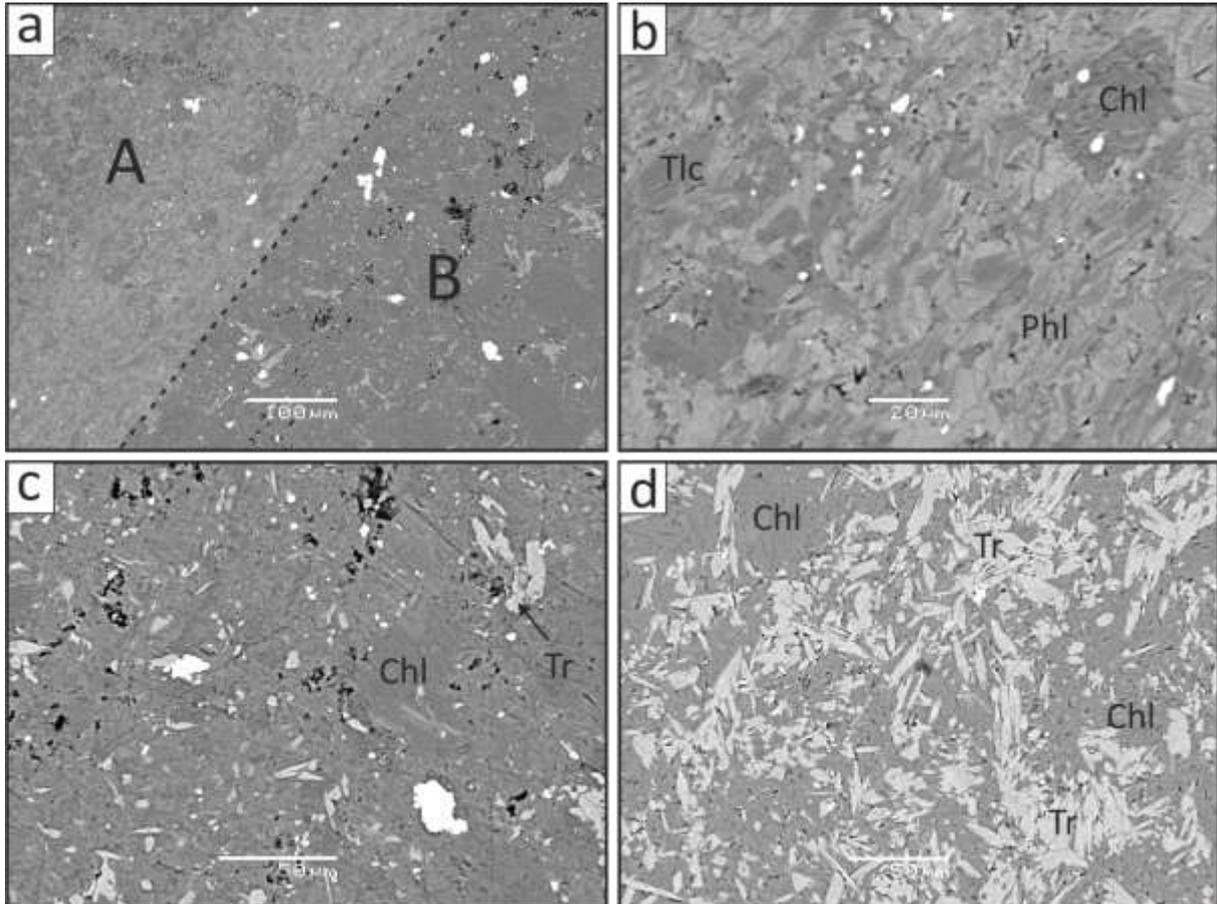


Figure IV-7: Images MEB (en mode électrons rétrodiffusés) des phlogopitites et chloritites du gisement. (a) Alternance de niveaux de phlogopitite (A) et de chloritite (B). (b) zoom sur un niveau de phlogopitite (A) à dominance de phlogopite avec quelques cristaux de chlorite et de talc. (c) zoom sur un niveau de chloritites (B) à dominance de chlorite associé à des aiguilles d'amphibole. (d) regroupement d'aiguilles de trémolites dans un niveau de chloritite. Abréviations : Phl : phlogopite, Chl : chlorite, Tlc : talc, Tr : trémolite.

Les métapélites consistent en une matrice de fond à grain fin de quartz, muscovite, biotite, plagioclase et feldspath potassique avec des porphyroblastes d'andalusite (chiastolite) (Fig. IV-8a). La muscovite forme des cristaux tabulaires au sein de la matrice mais se développe également au bord de l'andalusite (Fig. IV-8b). La biotite tabulaire est fréquemment remplacée par la chlorite. Du plagioclase, de la tourmaline, du rutile, du zircon et de la monazite accessoires ont été observés.

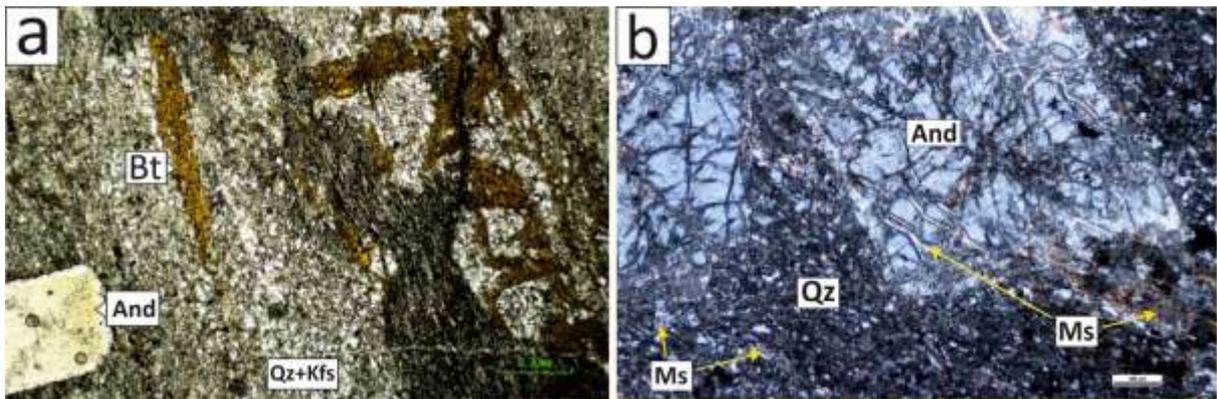


Figure IV-8 : Photomicrographies représentatives des roches métapélitiques. (a) Association quartz-K-feldspath-biotite-andalusite. (b) porphyroblastes d'andalusite partiellement rétrogradés en muscovite. Abréviations : Qz : quartz, Ms : muscovite, Bt : biotite, And : andalusite, Kfs : K-feldspath.

2. Les veines

Tel que cité dans le chapitre précédent, plusieurs types de veines traversent les roches du gisement.

Les veines verdâtres : (< 0,5 cm) traversant les marbres noirs (conduisant à la formation de marbres noirs-verts) (Fig. III-9d et 9e) sont riches en serpentine et en calcite avec des quantités mineures de phlogopite. De façon générale, la serpentine présente une texture maillée est bordée par une zone de réaction de calcite de (100-200 μm d'épaisseur) au contact avec la matrice dolomitique (Fig. IV-9a et 9b). La phlogopite est présente sous forme d'inclusion dans la serpentine et est souvent rétrotransformée en chlorite.

De rares veines blanches à calcite-trémolite-talc traversant les marbres noirs ont été observées vers le centre du gisement. Elles sont caractérisées par une association calcite-trémolite-talc (Fig. IV-9c). Le talc est sous une forme aciculaire ($< 100 \mu\text{m}$) et se développe généralement sur les bords de la trémolite. Cette dernière montre un habitus aciculaire fibreux (Fig. IV-9c).

Des veines blanches à calcite-talc (Fig. III-9b) avec de rares dolomites et serpentines traversent les marbres noirs et ont été mises en évidence vers l'extrême Sud-Est du gisement. Le talc se présente sous forme de cristaux isolés allongés ($> 150 \mu\text{m}$) le long des limites des grains de calcite (Fig. IV-9d).

Les veines de calcite blanche monominérales tardives ($> 0,5 \text{ mm}$) traversent toutes les roches du gisement. Les grains de calcite sont de grandes tailles (jusqu'à 2 mm), et se caractérisent par des macles polysynthétiques (Fig. IV-9e).

Des veines de chrysotile ($< 0,2 \text{ mm}$) sont également fréquentes dans les marbres verts (Fig. IV-9f). Contrairement aux autres variétés de serpentine, le chrysotile s'identifie aisément en microscopie optique. En effet, sa teinte de polarisation est nettement plus élevée que pour les deux autres variétés précédemment décrites, et son aspect fibreux, visible à l'œil nu, est parfaitement mis en évidence en microscope.

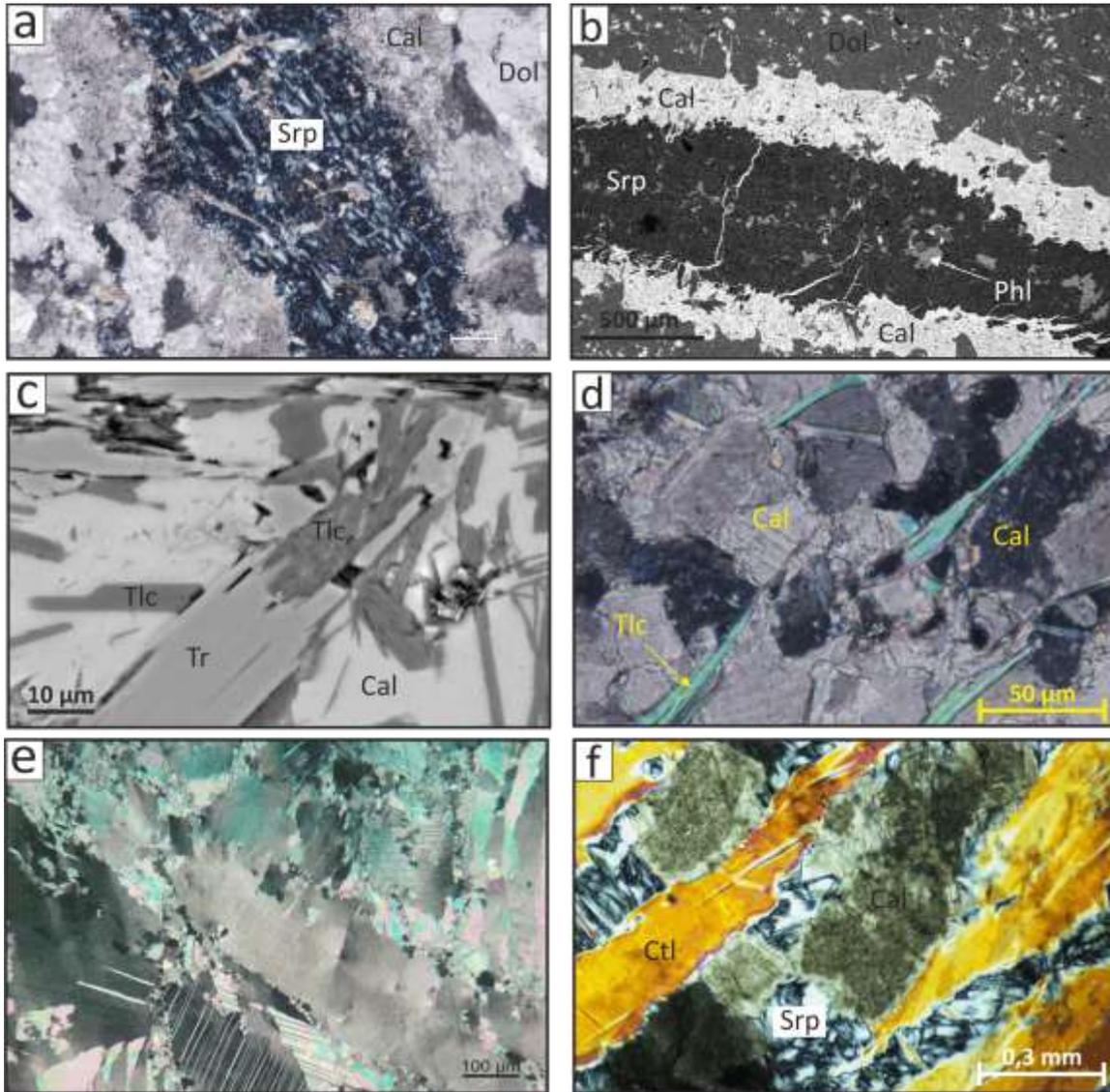


Figure IV-9 : Photomicrographies (en lumière polarisée) et images MEB (en mode électrons rétrodiffusés) des veines du gisement. (a, b) Veine de serpentine±phlogopite avec zone de réaction à calcite traversant le marbre noir. (c) Veine blanche de calcite-trémolite-talc traversant le marbre noir. Du talc aciculaire et fibreux se développe sur les bords de la trémolite. (d) Veine de calcite-talc blanche recoupant le marbre noir. Le talc allongé est localisé dans les limites des grains de calcite. (e) calcite au sein d'une veine blanche monominérale. Noter la grande taille des cristaux et des jumelages polysynthétiques. (f) Veines de chrysotile traversant un marbre vert. Abréviations : Cal : calcite, Dol : dolomite, Tlc: talc, Srp : serpentine, Phl : phlogopite, Ctl : chrysotile.

3. L'amphibolite

Une lentille d'amphibolite a structure massive a été trouvée au sein du gisement. Les principaux minéraux observés en lame mince sont l'amphibole, le plagioclase, la chlorite et des minéraux accessoires tels que le feldspath potassique, l'apatite et des minéraux opaques.

Les cristaux d'amphiboles (jusqu'à 1 mm) dominent la matrice. Elles sont xénomorphes, sans orientation précise, et généralement montrent une coloration verte caractéristique des hornblendes (Fig. IV-10a). D'après leur aspect, il s'agit probablement d'amphiboles magmatiques. Les grains de plagioclase (jusqu'à 0.4 mm) sont généralement xénomorphes, fréquemment séricitisés et présente des marges fortement résorbées (Fig. IV-10a). Rarement, on observe des amphiboles montrant un habitus aciculaire avec une biréfringence très élevée et des teintes verdâtres ressemblant à de la trémolite ou bien l'actinolite (Fig. IV-10b). La composition chimique (section III ultérieure) confirme la nature actinolitique de ces minéraux.

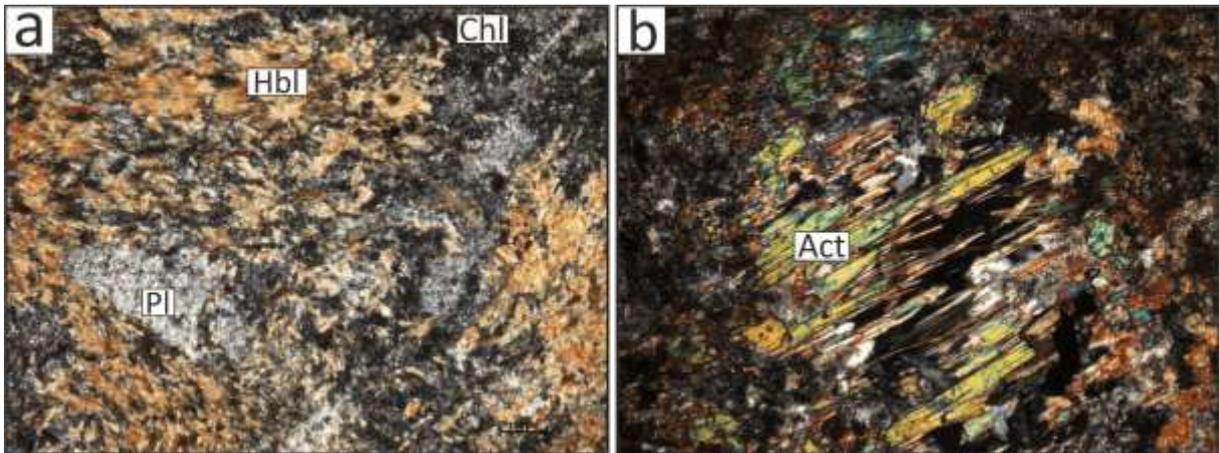


Figure IV-10 : Photomicrographies représentatives de l'amphibolite incluse au sein du gisement. (a) La roche est principalement composée de hornblende et de plagioclase séricitisés et de chlorite. (b) cristaux de trémolite au sein de la matrice amphibolitique. Abréviations : Hbl : hornblende, Pl : plagioclase, Chl : chlorite, Act : actinolite.

II. Le métamorphisme au sein du secteur de Nkob

1. Caractérisation métamorphique

Au sein du secteur de Nkob, l'effet du métamorphisme régional reste quasi absent. D'un autre côté, la présence de dolomies non métamorphisées vers le sud (Figs. III-8, III-10, II-17 et IV-1) qui souligne un passage progressif vers des marbres en s'approchant du granite d'Amassine, ainsi que le développement de minéraux de HT/BP telles que les porphyroblastes d'andalousites dans les métapélites au contact avec le granite montrent que la mise en place de l'intrusion dans le secteur a engendré un important métamorphisme de contact.

Les données de terrain en plus de la caractérisation minéralogique (section précédente) des roches du gisement de talc de Nkob telle que la présence de minéraux silico-hydratés (principalement le talc et la serpentine) et des veines ont permis de démontrer l'existence d'un événement métamorphique rétrograde caractérisé par une importante activité hydrothermale succédant au métamorphisme de contact.

2. Les isogrades métamorphiques

Les isogrades sont des surfaces (courbes en vue cartographique) qui définissent un degré d'intensité dans le métamorphisme. Ils sont associés à l'apparition ou à la disparition d'un minéral caractéristique d'un faciès métamorphique (Bucher et Frey, 2002). Plusieurs facteurs comme la dimension de l'intrusion, le flux de température, la lithologie et les fluides circulants contrôlent l'étendue d'une auréole métamorphique et la distribution spatiale des isogrades qui lui sont associés (Ferry, 1980, Turner, 1981 ; Bateman, 1982, Furlong et al., 1991).

L'identification d'une séquence d'isogrades au sein du gisement de talc de Nkob s'est avérée difficile. Certes, une cartographie de quelques isogrades (d'olivine et de

serpentine) illustrant le degré de transfert de chaleur et l'évolution thermique et l'intensité des circulation fluides dans l'auréole métamorphique du granite d'Amassine a été réalisée (Fig. IV-1). Notons que seuls des isogrades d'olivine et de serpentine ont été identifiées.

2.1. Zone à olivine

L'isograde de la forstérite semble constituer la limite interne extrême de l'auréole de contact proprement dite (Fig. IV-1). L'apparition de la forstérite constitue une zone très localisée où elle se trouve en contact direct avec le granite. Cette partie de l'auréole est caractérisée par la présence d'une paragenèse minéralogique constituée de : forstérite + calcite + phlogopite ± dolomite.

2.2. Zone à serpentine

L'isograde de la serpentine contourne la majorité du gisement, sauf dans sa partie Sud-Est où il est totalement absent (Fig. IV-1). Cette partie de l'auréole est caractérisée par la présence d'une paragenèse minéralogique constituée de : serpentine + calcite + phlogopite.

2.3. Les autres isogrades

La présence de trémolite comme phase accessoire souvent non identifiable sur le terrain, ainsi que la présence de talc sur la plupart du gisement rendent difficile le traçage d'isogrades précis pour l'apparition de ces minéraux. De même pour l'andalousite, qui reste présente au sein de la grande majorité des métapélites intrudées par le granite rendant difficile de positionner un isograde pour ce minéral dans l'auréole du granite.

III. Chimie des phases minérales

L'ensemble des phases minérales mises en évidence au sein des roches du gisement de Nkob, ainsi que celles des roches métapélitiques de la zone Nkob ont été analysées à la

microsonde électronique CAMECA SXFive du « Centre de Microcaractérisation Raimond Castaing » de Toulouse. Toutes les analyses sous forme d'oxydes ainsi que les apfu (atomes par unité de formule) sont données dans l'Annexe 2.

1. Les roches du gisement

L'étude minéralochimique des assemblages minéraux au sein du gisement de talc de Nkob a permis de mettre en évidence un environnement magnésien. Les carbonates (dolomite et calcite), le talc, la serpentine, le phlogopite, la chlorite, la trémolite sont les principaux minéraux constituant les roches du gisement de talc de Nkob (Fig. IV-2).

1.1. Carbonates

26 analyses sur les carbonates ont été sélectionnées et ensuite placées dans un diagramme discriminant Fe-Mg-Ca (Fig. IV-11a). Les analyses se regroupent en deux amas distincts, des calcites et des dolomites. Ces dernières présentent des teneurs relativement élevées en Fe (Fig. IV-11b).

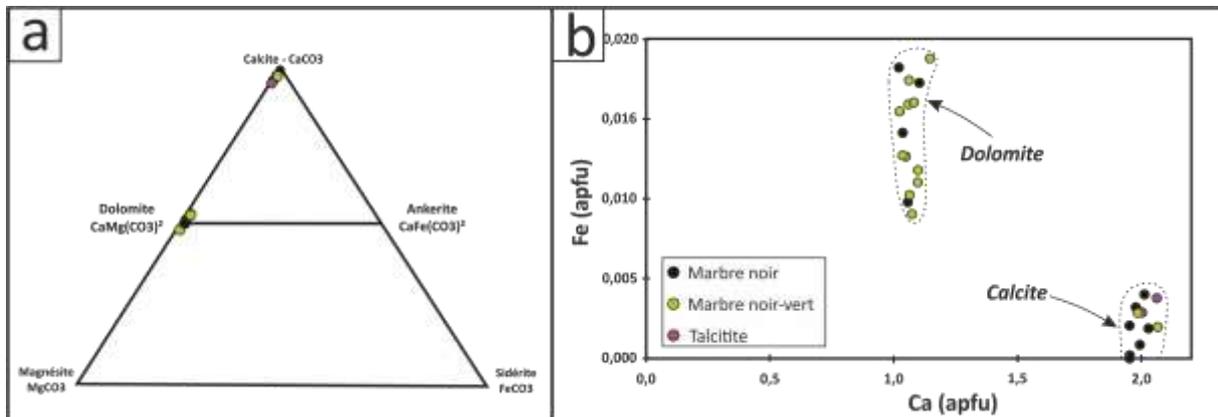


Figure IV-11 : (a) diagramme ternaire Fe-Mg-Ca montrant les compositions des carbonates au sein du gisement de talc de Nkob. (b) Diagramme binaire Ca-Fe des carbonates du gisement de Nkob.

1.2. Talc

Quoi qu'il constitue la phase majoritaire dans les talcites, le talc reste aussi présent en quantité mineures au sein des autres lithologies du gisement tels que les marbres verts et

les chloritites... Les formules structurales ont été calculées sur la base de 11 oxygènes.

Aucune variation dans le chimisme n'a été observé entre le cœur et les bordures.

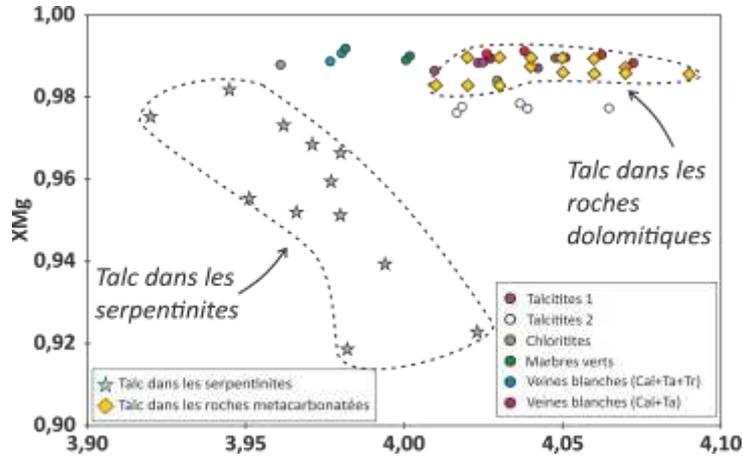


Figure IV-12 : Diagramme binaire Si- X_{Mg} pour le talc de Nkob. (composition du talc dans les serpentinites d'après El-Sharkawy, 2000 ; talc dans par des carbonates d'après de Parseval, 1992).

Au sein des marbres verts, le talc présente des teneurs en Si variant entre 3,98 et 4,00 (apfu), les valeurs de Mg vont de 2,78-2,84 (apfu), tandis que les teneurs en Al atteignent 0,11-0,12 (apfu).

Pour les talcitites, deux types de talc ont été mis en évidence : (i) le talc 1 (présent au sein des talcitites proches du contact avec le granite) est caractérisé par des teneurs en Si allant de 4,010 à 4,051 (apfu) pour des teneurs en Si entre 4,017 et 4,065 (apfu) pour le talc 2 (trouvé dans des talcitites situées loin de l'intrusion, précisément vers la partie sud-est du gisement) (Fig. IV-1). Le talc 1 est caractérisé par des teneurs en Fe de 0,030 à 0,039 (apfu) et des teneurs en Al de 0,020 à 0,03 (apfu), tandis que le talc 2 présente des teneurs en Fe relativement plus élevées allant de 0,061 à 0,068 (apfu) et des teneurs en Al plus faibles de 0,005 à 0,024 (apfu) (Fig. IV-13a & 13b). Une légère différence en X_{Mg} ($Mg/[Mg+Fe]$) est observée entre le talc 1 (0,99) et le talc 2 (0,98) (Fig. IV-12).

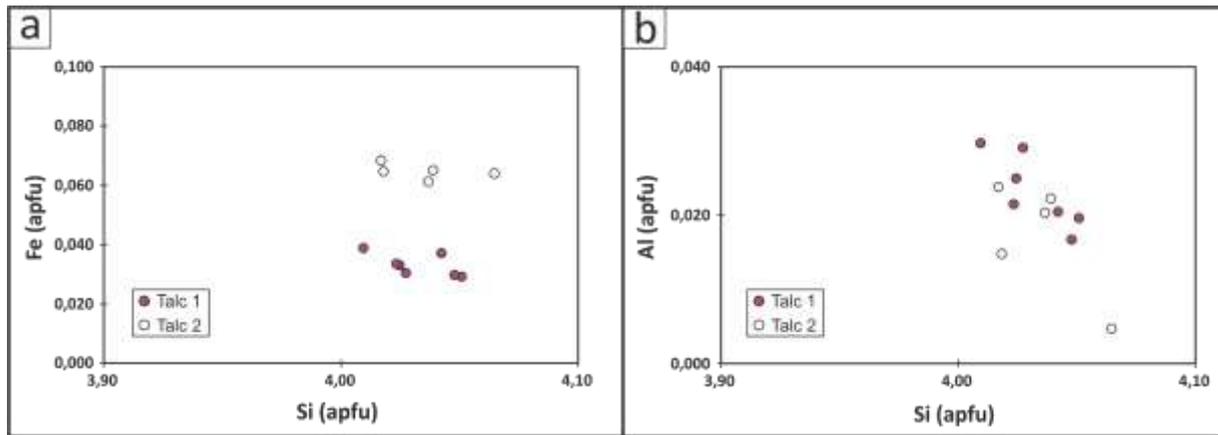


Figure IV-13 : Diagrammes binaires (a) Si-Fe et (b) Si-Al pour le talc 1 et talc 2 des talcites du gisement de Nkob.

Le talc dans les veines blanches présente des teneurs relativement élevées en Si (4,03-4,07 apfu) avec des valeurs de X_{Mg} autour de 0,99 (Fig. IV-12).

Une nette similitude est mise en évidence entre les compositions chimiques du talc du gisement de Nkob et du talc de Trimouns (France ; in Parseval, 1992) (Fig. IV-12). D'un autre côté, comparé au talc associé aux roches ultrabasiques du désert oriental d'Egypte (dans El-Sharkawy, 2000), le talc du gisement de Nkob est riche en Si, X_{Mg} et faible en Fe (Fig. IV-12).

1.3. Olivine

L'olivine dans les marbres a un X_{Mg} de 0,93 (soit 93% de forstérite), ainsi qu'une teneur en Ca de 0.01 (apfu). Les teneurs en Ni sont sous les limites de détection.

1.4. Pyroxène

Des pyroxènes ont été observés au sein des chloritites. Leur composition chimique correspond essentiellement à des diopsides (la formule chimique moyenne déterminée sur la base de 6 atomes d'oxygène). Ils présentent des teneurs en Si entre 2.01 et 2.03 (apfu) et des teneurs en Ca entre 0.87 et 0.97 (apfu), tandis que les valeurs de X_{Mg} varient entre 0.88 et 0.93.

1.5. Serpentine

Les serpentines dans les marbres verts du gisement présentent des compositions homogènes. Les teneurs en silicium varient entre 2,04 et 2,09 (apfu), pour un X_{Mg} entre 0,96 et 0,97. Quant à la serpentine au sein des veines verdâtres, elle présente généralement la même composition que celle des marbres verts avec des teneurs de Si entre 2,03 et 2,11 (apfu) et un X_{Mg} entre 0,94 et 0,97.

1.6. Trémolite

Les formules structurales des trémolites du gisement ont été calculées sur la base de 23 oxygènes. Au sein des talcites, les trémolites (associées au talc 1) présentent des teneurs en Si variant entre 7.66 et 8.03 apfu et des X_{Mg} autour de 0.97 et 0.98, tandis que celles présentes au sein des chloritites, présentent des X_{Mg} supérieurs à 0,95 et des teneurs en Si supérieures à 7,9 (apfu) (Fig. IV-14). Pour les trémolites des veines blanches, elles présentent des valeurs de Si variant de 7,66 à 7,98 (apfu), de Mg variant de 4,74 à 4,85 (apfu) et de Fe variant de 0,05 à 0,06 (apfu) (Fig. IV-14).

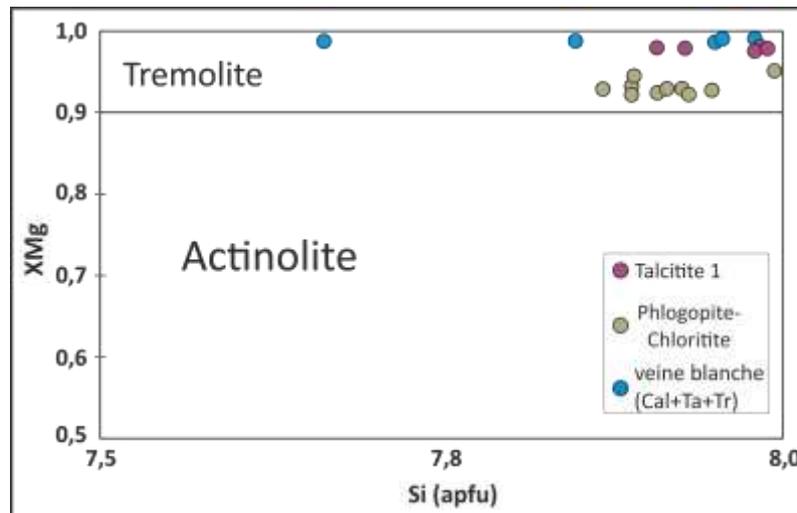


Figure IV-14 : Diagramme de la classification des amphiboles calciques d'après [Leake et al. \(1997\)](#).

1.7. Phlogopite

Les grains de phlogopite analysés sont situés au sein des marbres, des chloritites et certaines veines. Les formules structurales ont été calculées sur la base de 11 anions oxygènes.

Au sein des marbres, les phlogopites montrent des teneurs en Si entre 2,591 et 2,911 (apfu), des teneurs en Al jusqu'à 1,76 (apfu) et un X_{Mg} variant entre 0,96 à 0,97 (Fig. V-15a). Comparées à celles des marbres, les phlogopites dans les phlogopitites sont riches en Si (3.10-3.15 apfu) et K (0.95 apfu), et appauvries en Mg ($X_{Mg} = 0.90$) (Fig. IV-15a). Quant aux phlogopites observés dans les veines vertes, ils montrent une teneur relativement élevée en Si (2,90 apfu) et une faible teneur en K (0,72 apfu) (Fig. IV-15a).

Au sein des marbres noirs, certains grains de phlogopite montrent une zonation prononcée en Ba (Fig. IV-15b). Le bord étant enrichi en Ba et Al mais appauvri en K et Si et vice versa. De façon générale, l'augmentation du Ba se faisant en faveur du K, accompagnée du remplacement de Si par Al (selon la substitution « Ba + Al \rightarrow K + Si ») permet la compensation du déséquilibre de charge (Bol et al., 1989 ; Ibhi et al, 2005).

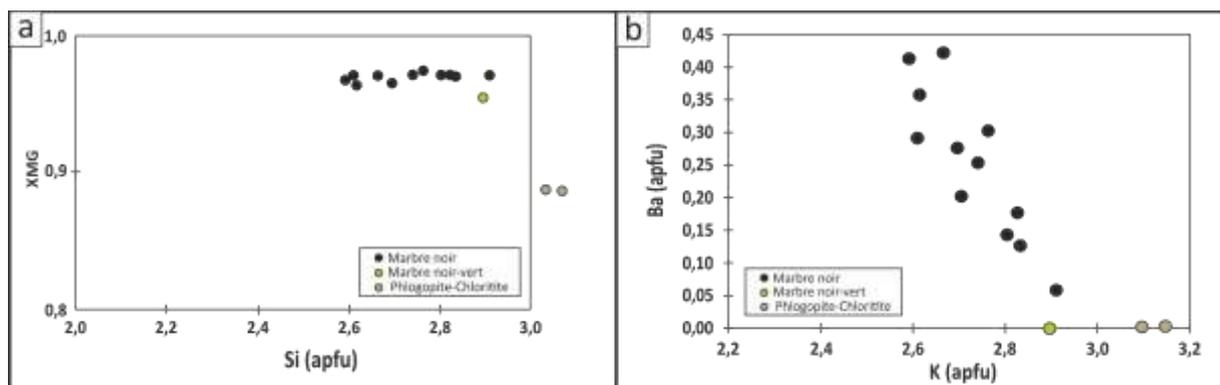


Figure IV-15 : (a) Diagramme de classification de la biotite (d'après Rieder et al., 1998). (b) diagramme binaire Si-Ba des phlogopites du gisement.

1.8. Chlorite

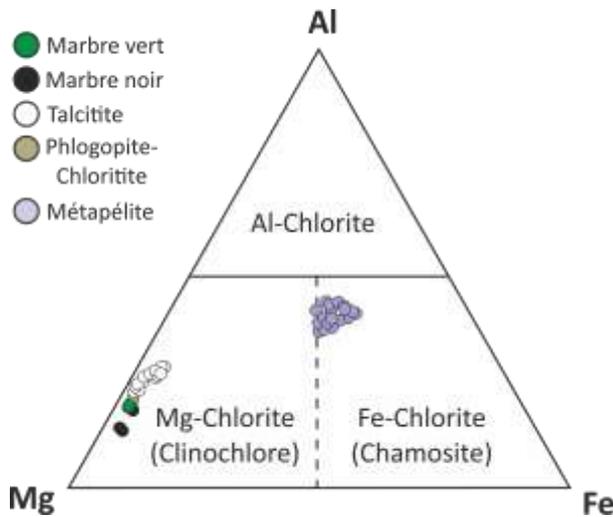


Figure IV-16 : Diagramme de classification des chlorites de Zane & Weiss (1998).

Les chlorites présentes au sein des différentes roches du gisement ont été analysées. Les formules structurales ont été calculées pour 14 oxygènes. Selon le diagramme de classification de Zane & Weiss (1998), les chlorites du gisement sont classés comme des clinochlores en raison de leur composition fortement magnésienne (Fig. IV-16). Elles présentent une composition homogène et aucune variation

significative dans leur chimisme n'a été observé. Les chlorites dans les marbres noirs présentent des teneurs en Si variant entre 3,40 et 3,63 (apfu) et des valeurs de X_{Mg} de 0,95 à 0,96. Pour les talcitites, les chlorites présentent un X_{Mg} variant entre 0,93 et 0,97, avec des teneurs en Si allant de 3,28 à 3,39 apfu et des valeurs en Al variant de 1,35 à 1,86 apfu. Pour les chlorites dans les chloritites, elles sont riches en Mg ($X_{Mg} = 0,96$) avec des teneurs relativement élevées en Si (jusqu'à 3,67 apfu) et faibles en Al (= 1,20 apfu).

La Figure IV-17 présente la projection des chlorites du gisement de Nkob dans le diagramme discriminant de Hey (1954). Elles consistent en des penninites. Cette variété de penninite explique les couleurs d'interférence bleues anormales observées au microscope optique (Saggerson & Turner, 1982).

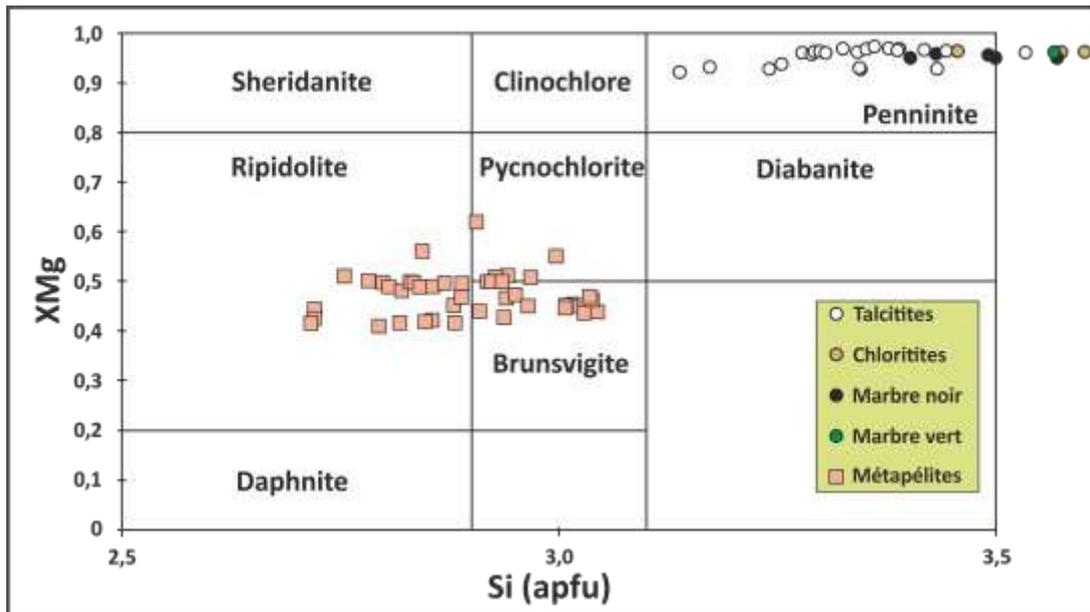


Figure IV-17 : Diagramme discriminant des chlorites de Hey (1954).

2. Les métapélites de la zone de Nkob

Les roches métapélitiques sont constituées de quartz, de feldspaths potassiques, de muscovites, de biotites, de chlorites, de rares plagioclases...

2.1. Les feldspaths

a. Les feldspaths potassiques

Les formules structurales des feldspaths potassiques ont été calculées sur la base de 8 oxygènes. La composition des feldspaths potassiques les projette dans le domaine de l'orthose (Fig. IV-18). Le rapport $[K/(K+Na)]$ montre des valeurs situées entre 0.91 et 0.97.

b. Les plagioclases

Pour les plagioclases des métapélites de Nkob, les formules structurales ont été obtenues sur la base de 8 oxygènes. Leur composition chimique projetée sur le diagramme Ab-An-Or, montrent des plagioclases d'une composition albitique (Fig. IV-18) avec des X_{Ab} entre 0.96 et 0.99.

Les teneurs moyennes en Si varient entre 2.97 et 3.05 (apfu), tandis que celles en Al varient entre 1.02 et 1.12 (apfu).

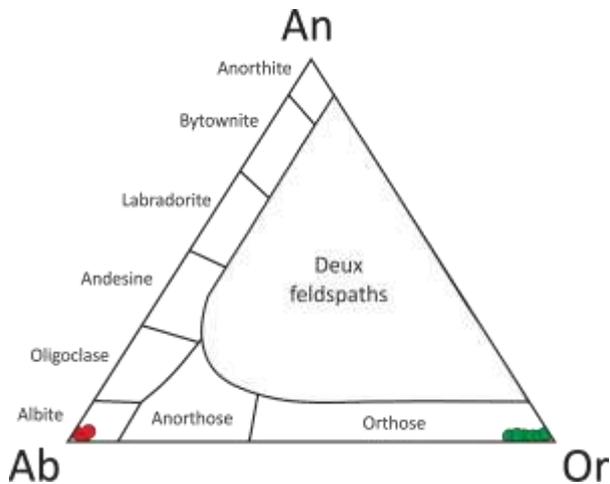


Figure IV-18 : Diagramme de classification ternaire Ab-An-Or pour les feldspaths, montrant l'emplacement des plagioclases (cercles rouges) et des feldspaths potassiques (cercles verts) des métapélites de Nkob.

2.2. Muscovite

Les deux générations de muscovite des métapélites ont été analysées à la microsonde électronique. Les muscovites (1) primaires et des muscovites (2) formées par rétro-morphose des andalousites. Les formules structurales ont été calculées sur la base de 22 oxygènes.

Les compositions des deux générations de muscovite ne montrent pas de différences systématiques et sont assez homogènes, avec une teneur en Si généralement faible, de l'ordre de 6,02 à 6,6 (apfu) et des teneurs en K comprises entre 1,55 et 1,85 (apfu). Les teneurs en Mg sont un plus étalées : X_{Mg} varie entre 0.394 et 0.69.

Dans le diagramme binaire Si-Al et le diagramme triangulaire Si-Al-R²⁺, les deux types de micas blancs des métapélites de Nkob ne présentent pas de variations compositionnelles et se regroupent sur le pôle de la muscovite idéale (Fig. IV-19).

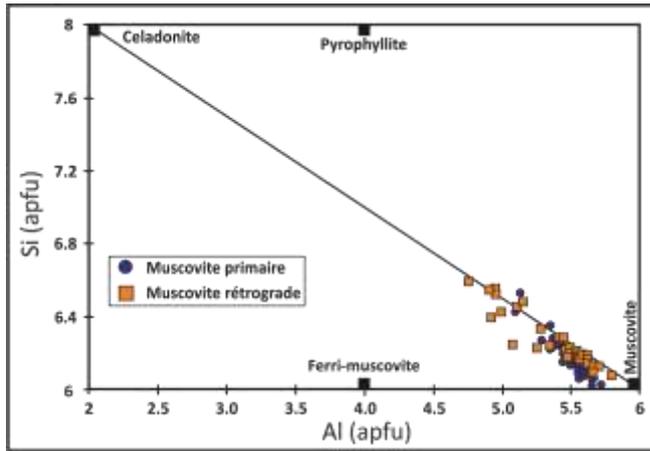


Figure IV-19 : Représentation graphique du Si par rapport à l'Al pour les compositions des micas blancs. La ligne de substitution idéale de Tschermak est indiquée.

Les teneurs en Ti montrent une variation entre les deux générations de muscovite. Les teneurs sont proches des limites de détection dans les muscovites (2) en comparaison avec celles dans la muscovite (1) (Fig. IV-20).

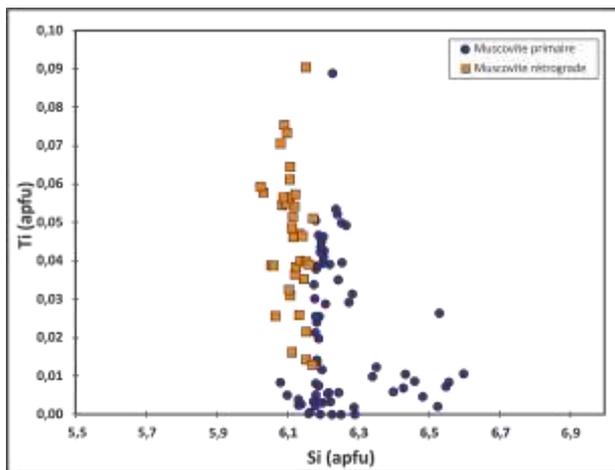


Figure IV-20 : Diagramme binaire Si-Ti pour les muscovites des métapelites de Nkob.

Pour les deux générations de muscovite, le ^{VI}Al présente une corrélation négative avec Mg et Fe (Fig. IV-21). La diminution de Ti et l'augmentation de Mg et Fe dans les muscovites (2) nous pousse à envisager la substitution suivante : $(Mg, Fe) + Ti \rightleftharpoons 2 (Mg, Fe)$ (Guidotti, 1978).

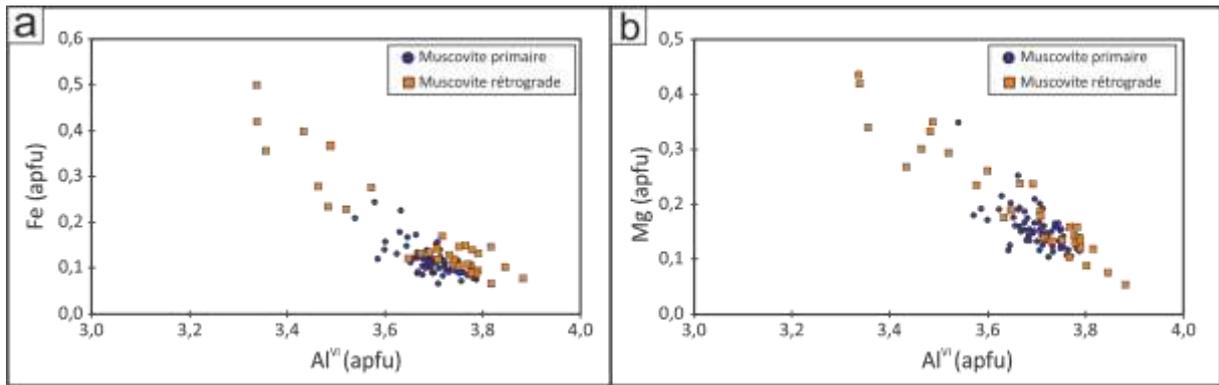


Figure IV-21 : Diagrammes binaires ^{VI}Al -Fe (a) et ^{VI}Al -Mg (b) pour les muscovites.

En général, les muscovites (1) présentent des teneurs plus élevées en Al et Na et plus faibles en Mg et Si que les muscovites (2) (Fig. IV-22).

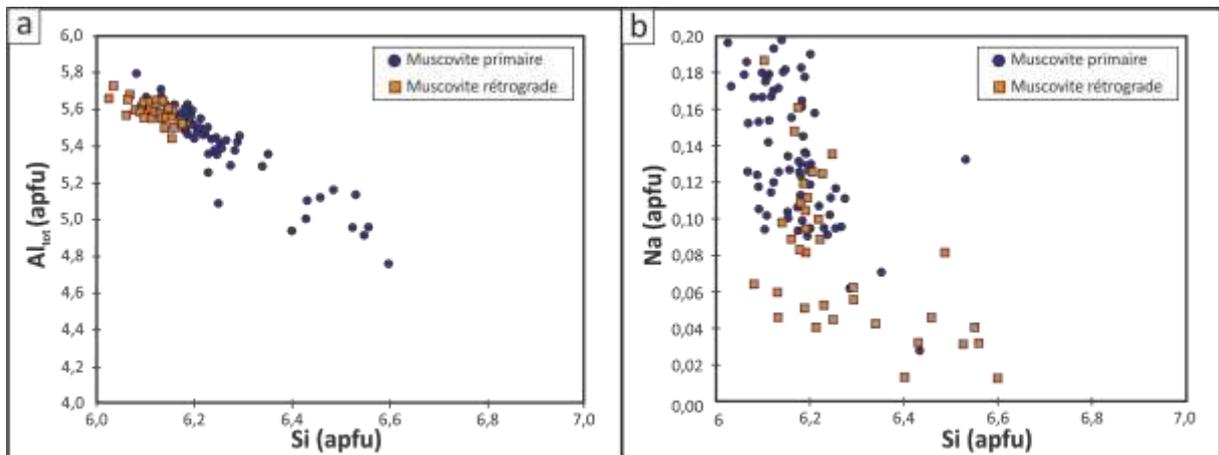


Figure IV-22 : (a), (b) diagrammes Si par rapport à Al_{tot} , et Na, respectivement.

Les teneurs faibles ou nulles de Na et de Ca nous poussent à exclure l'existence des taux de paragonite et de margarite, et par conséquent de ne pas considérer le système muscovite (K) – paragonite (Na) – margarite (Ca).

2.3. Biotite

24 analyses de biotites ont été sélectionnées et les formules structurales ont été calculées sur la base de 11 oxygènes. Les biotites présentent des teneurs en Si variant entre 2.73 et 3.02 (apfu), des teneurs en Fe allant de 0.82 à 1.26 et des teneurs en K entre 0.74 à 0.95

(apfu). Elles contiennent aussi environ 0.98 à 1.27 (apfu) d'Al tétraédrique (^{IV}Al) et 0,4 à 20.87(apfu) d'Al octaédrique (^{VI}Al).

Les biotites des métapélites de Nkob ont été projetées sur le diagramme de classification des biotites de Deer (1992) présentant les teneurs en ^{IV}Al en fonction de X_{Fe} [$Fe/(Fe+Mg)$] (Fig. IV-23). Sur ce dernier, les pôles idéals sont : « Phlogopite ($KMg_3[AlSi_3]O_{10}(OH)_2$) – Annite ($KFe_3[AlSi_3]O_{10}(OH)_2$) – Eastonite ($K[Mg_2Al][Al_2Si_2]O_{10}(OH)_2$) – Siderophyllite ($KFe^{2+}_2Al(Al_2Si_2)O_{10}(F,OH)_2$)» (Guidotti, 1984). Les analyses des biotites se placent sur la limite entre le domaine des siderophyllites et des annites, avec certaines analyses qui se projettent sur le domaine des eastonites (Fig. IV-23).

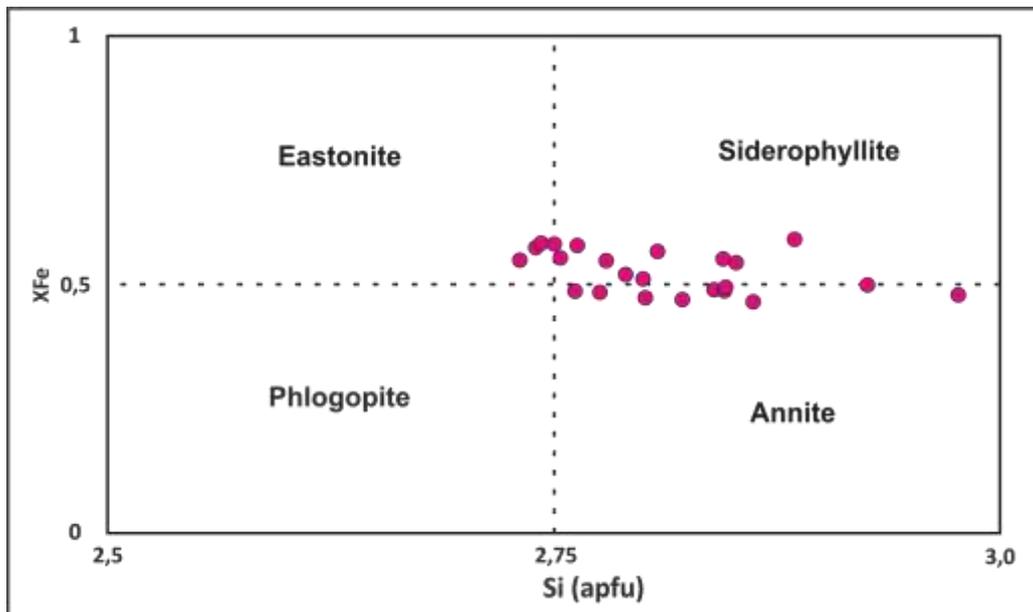


Figure IV-23 : Classification compositionnelle de la biotite des métapélites de Nkob (d'après Deer et al., 1992).

Une corrélation négative entre le taux de Si et de ^{IV}Al a été observée s'expliquant par des substitutions entre les deux éléments dans le site tétraédrique. Des corrélations négatives s'observent aussi entre le taux de ^{IV}Al et celui de Mg et Ti, mettant en évidence des substitutions entre ces éléments dans le site octaédrique (Fig. IV-24). En général, la teneur en Ti augmente avec la température mais aussi avec la présence de minéraux titanifères

dans la roche, comme le rutile, l'ilménite ou le sphène (Oki, 1961 ; Kwak, 1968 ; Lopez et al., 1978 ; Guidotti, 1984).

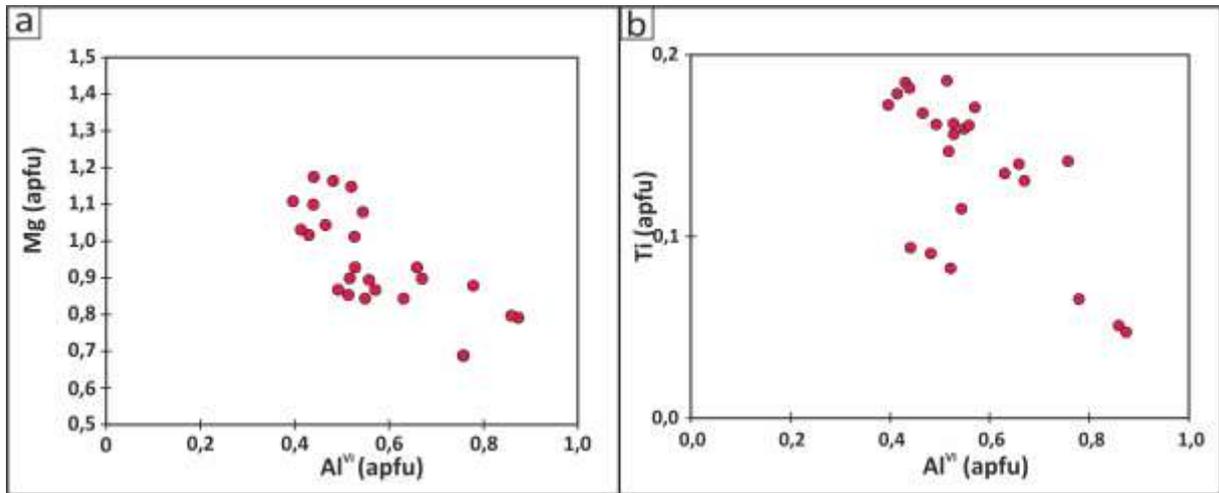


Figure IV-24 : (a) Diagramme montrant la corrélation négative entre Mg et ^{VI}Al. (b) Diagramme montrant la corrélation négative entre Ti et ^{VI}Al.

2.4. Chlorite

42 analyses ont été sélectionnées pour les chlorites des métapélites de Nkob ont été sélectionnées. Les formules structurales ont été calculées pour 14 oxygènes.

La classification de ces chlorites dans le diagramme de Zane & Weiss (1998) montre qu'il s'agit de chlorites ferrifères (chamosites) (Fig. IV-16). Dans le diagramme discriminant de Hey (1954), les chlorites se situent sur la limite entre les champs de la ripidolite et de la brunsvigite, avec quelques analyses qui se projettent dans le champ des ripidolites (Fig. IV-17).

Ces chlorites se caractérisent par des teneurs en silicium variant entre 2,72 et 3,04 (apfu), et des teneurs en Fe comprises entre 2,03 et 2,56 (apfu), tandis que le rapport X_{Fe} présentent des teneurs variantes entre 0.49 et 0.59.

3. L'amphibolite

3.1. Les amphiboles

Les formules structurales des amphiboles analysés au sein de l'amphibolite incluse au sein du gisement ont été recalculées sur la base de 23 oxygènes. Les analyses ont été projetés dans le diagramme de [Leake et al. \(1997\)](#).

Le premier groupe des amphiboles correspond à des hornblendes, et les points se projettent sur la limite entre les deux champs des magnésiohornblendes et des ferrohornblendes (Fig. IV-25). Ces amphiboles montrent des teneurs en Fe variantes entre 2.02 et 2.55 (apfu) et des teneurs en Mg comprises entre 1.82 et 2.73 (apfu). Les teneurs en Al sont très variables et montrent des valeurs qui s'étalent entre 0.74 et 1.53 (apfu). Les valeurs de Na+K varient entre 0.20 et 0.67 (apfu).

Le deuxième groupe d'amphiboles montrant un habitus aciculaire, correspond à des actinolites et les points se projettent sur la limite entre les deux champs des actinolites et des ferro-actinolites (Fig. V-25). Ces dernières montrent des teneurs élevées en Al (jusqu'à 0.6 apfu), ainsi que des teneurs faibles en Na+K (0.06 – 0.15 apfu). Les valeurs de X_{Mg} varient entre 0.42 et 0.73.

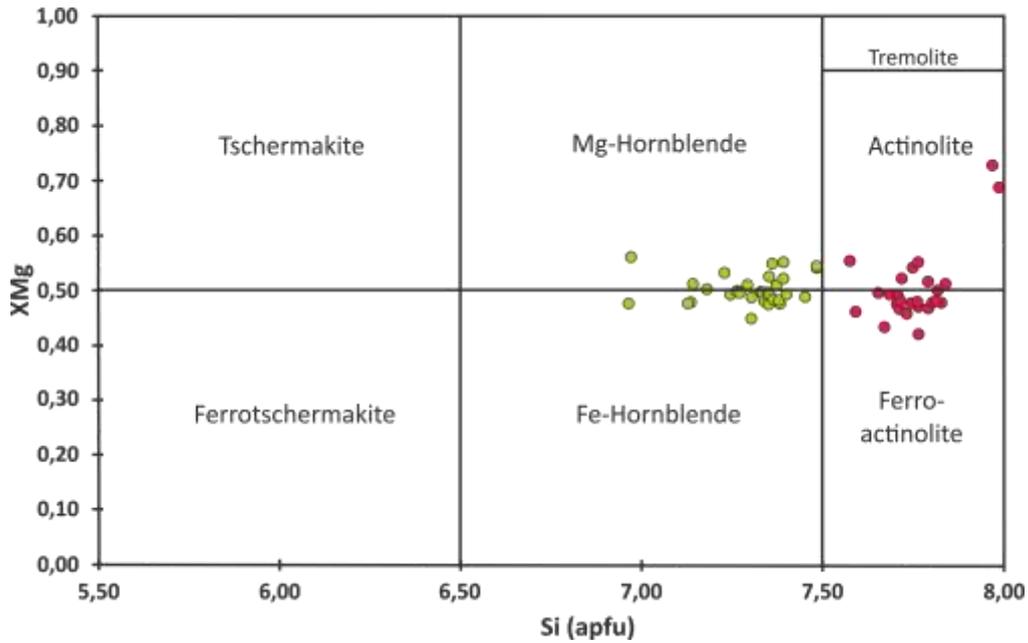


Figure IV-25 : Diagramme de la classification des amphiboles calciques d'après [Leake et al. \(1997\)](#).

3.2. Les plagioclases

La composition chimique des plagioclases analysées est représentée sur le diagramme Ab-An-Or.

Les cristaux des plagioclases ont une composition d'albite, d'oligoclase et d'andésine, avec une dominance de ces dernières (entre $Ab_{53} An_{45} Or_2$ – $Ab_{100} An_0 Or_0$).

Les teneurs moyennes en Si varient entre 2,472 et 3, tandis que celle en Al varient entre 0,901 et 1,564.

Au contact des amphiboles, les plagioclases ont des teneurs en anorthite plus faibles, ce qui suggère des échanges chimiques entre les deux minéraux.

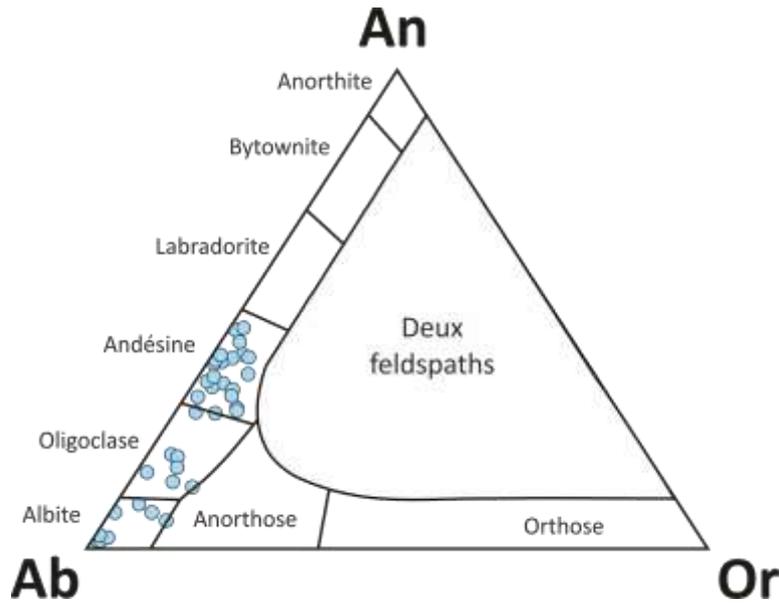


Figure IV-26 : Diagramme de classification ternaire Ab-An-Or pour les feldspaths, montrant l'emplacement des plagioclases de l'amphibolite incluse au sein du gisement de talc de Nkob.

IV. Estimation des conditions P-T- X_{CO_2}

Au cours d'un événement métamorphique, en particulier un métamorphisme de contact de roches carbonatées, la formation et la distribution et la distribution spatiale des isogrades et des assemblages minéralogiques rencontrés dans l'auréole métamorphique, dépend essentiellement de la composition chimique initiale des roches, mais surtout du flux de la température et de la présence de fluide (Ferry, 1983 ; Dahmani, 1995 ; Chang et Meinert, 2008). Néanmoins, le rôle de la température reste déterminant dans la cristallisation et la stabilité des minéraux. Elle augmente plus on s'approche du contact intrusion – encaissant, et diminue avec le temps au fur et à mesure que l'intrusion (et les fluides associés) se refroidit (Cook et al., 1994 ; Waters, 2012). De même, les fluides peuvent également jouer un rôle important dans le contrôle de la progression des réactions au cours du métamorphisme (Cook et al., 1994). Les fluides peuvent avoir différente origine : magmatique, métamorphique, météorique et/ou marine (Meinert, 1992).

On note que contrairement à plusieurs autres types de roches évoluant dans un système renfermant uniquement H₂O comme composant fluide, il est primordial de considérer un système incluant H₂O et CO₂ dans le cas de roches carbonatées. Donc, pour bien comprendre l'évolution des assemblages minéraux lors d'un métamorphisme affectant des roches carbonatées, il est nécessaire d'étudier les équilibres de phases en la présence d'une phase fluide contenant à la fois H₂O et CO₂.

Ceci dit, pour mieux contraindre les conditions P-T-XCO₂ des équilibres minéralogiques des échantillons du gisement de Nkob, deux approches ont été couplées : la modélisation pétrogénétique et la géothermométrie sur chlorite.

1. Géothermobarométrie conventionnelle :

1.1. Géothermométrie sur chlorite

La composition des chlorites est très sensible aux conditions physico-chimiques de l'environnement de formation (De Caritat et al., 1993), ce qui en fait un géothermomètre potentiel qui peut être appliqué pour contraindre les conditions de métamorphisme à faible grade. Le géothermomètre empirique utilisé pour les chlorites du gisement de Nkob est celui développé par Bourdelle et al. (2013, 2015). Nous avons vérifié les éventuelles interstratifications en utilisant le critère de Foster (1962) définis comme $Na + K + Ca < 0,1$ apfu (voir Chinchilla et al., 2016), pour exclure les compositions contaminées.

Le géothermomètre de Bourdelle reste le plus favorable à utiliser pour les chlorites du gisement de Nkob, en vue de son application sur les analyses de chlorites ne permettant pas une estimation de Fe³⁺ (étant que les formules structurales de nos chlorites sont calculées en considérant $Fe^{2+} = Fe_{tot}$). Les chlorites retenues sont celles représentées dans l'Annexe 3.

1.2. Résultats

Les températures calculées sont comprises entre 203 et 258 °C pour les marbres. La température moyenne estimée varie entre 138 et 270°C pour les chlorites des talcites 1, et entre 159 et 242°C pour les chlorites des talcites 2.

2. La modélisation pétrogénétique

Plusieurs diagrammes de phases ont été construits afin de contraindre les conditions P-T-X des principaux assemblages minéralogiques observés dans le gisement de talc. Les diagrammes de phases utilisés sont une projection T-XCO₂ (i.e. grille pétrogénétique) et une série de pseudosections P-T. Les diagrammes utilisés ont été construits en utilisant la version 6.8.6 de *Perple_X* (Connolly, 1990, 2009) et la base de données thermodynamiques de Holland et Powell (2011). Les modèles de solution solide utilisés pour les calculs de diagramme de phase sont Kf et San pour les feldspaths alcalins (Waldbaum et Thompson, 1968), oCcm(HP) pour la calcite (Anovitz et Essene, 1987), feldspar pour le plagioclase (Fuhrman et Lindsley, 1988), Cpx(HP) pour le clinopyroxène (Holland et Powell, 1996), O(HP) pour l'olivine, Gt(HP) pour le grenat, Do(HP) pour la dolomite, Sp(HP) pour le spinelle (Holland et Powell, 1998), Ilm(WPH) pour l'ilménite (White et al., 2000), cAmph(DP) pour la trémolite (Diener et al., 2007), Atg(PN) pour la serpentine (Padrón-Navarta et al., 2013), Opx(W) pour l'orthopyroxène, Chl(W) pour la chlorite, Bi(W) pour la biotite et la phlogopite, St(W) pour la staurolite, Crd(W) pour la cordiérite, Mica(W) pour la muscovite (White et al., 2014).

2.1. Le diagramme T-XCO₂

Le diagramme T-XCO₂ a été le premier diagramme établi prenant en compte un fluide à saturation de composition variable en H₂O-CO₂ (voir Kerrick, 1974). Ce diagramme permet de mettre en évidence l'influence de la température et de la composition d'une

phase fluide partagée entre le pôle pur H₂O et le pôle pur CO₂ (ceci pour une pression fixée) sur l'évolution des assemblages minéralogiques pour un système donné. Les courbes de réactions sur ce type de diagramme correspondent à différents types de réactions métamorphiques telles que des réactions de décarbonatation, des réactions de déshydratation, et aussi des réactions ayant lieu indépendamment de la composition de la phase fluide. Etant que les minéraux majeurs des roches du gisement sont des carbonates et des silicates magnésiens hydratés avec de très faibles concentrations en Fe, le calcul du diagramme T-XCO₂ a été réalisé dans le système CaO-MgO-SiO₂-H₂O-CO₂. La pression a été fixée à 2 kbar (une valeur cohérente avec la présence d'andalousite dans les métapélites). Notons que le changement de pression (1, 2 ou 3 kbar) a un effet très limité sur la topologie du diagramme.

2.2. Les pseudosections (P-T)

Une pseudosection est un diagramme de phase établi pour une composition chimique donnée, ce qui en fait un diagramme directement applicable à la roche étudiée. A l'inverse du diagramme T-XCO₂, chaque point d'une pseudosection ne correspond qu'un seul assemblage minéralogique stable. Les pseudosections permettent donc de déterminer les paramètres physico-chimiques du métamorphisme (P-T) d'une roche donnée.

Le système chimique choisi inclus les éléments chimiques majeurs et mineurs qui rentrent dans la composition des phases minérales mises en évidence dans les roches étudiées. Les systèmes considérés sont Na₂O-K₂O-CaO-MgO-FeO-SiO₂-Al₂O₃-TiO₂ pour les métapélites, CaO-MgO-FeO-SiO₂-Al₂O₃-H₂O-CO₂ pour les marbres noirs, CaO-MgO-FeO-SiO₂-Al₂O₃-K₂O-H₂O-CO₂ pour les marbres verts et CaO-MgO-FeO-SiO₂-Al₂O₃-H₂O-CO₂ pour les talcites.

Les analyses chimiques en éléments majeurs (voir Annexe 4) des échantillons suivants : NK44 (métapélite), DN40 (marbre noir), DN43 (marbre vert), NK132 (talcitite), ont été utilisées pour l'élaboration des pseudosections.

2.3. Résultats

Cette section présente les différents résultats de la modélisation thermodynamique permettant de déterminer les conditions P-T-X de formation du gisement. Les résultats obtenus font l'objet d'un article publié à « Ore Geology Reviews ».



Formation of the Nkob talc deposit by contact metamorphism and fluid infiltration into siliceous dolostones (Moroccan Anti-Atlas)

Adil Chatir^{a,b}, Julien Berger^{b,*}, Nasser Ennih^a, Antoine Triantafyllou^c, Philippe de Parseval^b, Ezzoura Errami^{a,d}, Hervé Diot^{e,f}, Jean-Marc Baele^g, Abdel Mohsine Aghzer^a, Christophe Monnier^e, Mohammed Boutaleb^h

^a EGPG, Département de Géologie, Faculté des Sciences, Université Chouaib Doukkali, El Jadida Maroc

^b Géosciences Environnement Toulouse (GET), Université de Toulouse, Observatoire Midi-Pyrénées, CNRS, IRD, UPS, Toulouse, France

^c Laboratoire de Géologie de Lyon : Terre, Planètes et Environnement (LGL-TPE), Université Claude Bernard de Lyon 1, ENS de Lyon, France

^d Got, Faculté Polydisciplinaire de Safi, Université Cadi Ayyad, Safi, Maroc

^e Laboratoire de Planétologie et de Géodynamique LPG de Nantes, UMR-CNRS 6112, Université de Nantes, France

^f Université de La Rochelle, La Rochelle, France

^g Geology and Applied Geology Unit - Mining Geology, Université de Mons, 20, Place du Parc, B-7000, Belgium

^h Consulting & Mining Development, Marrakach, Maroc

ARTICLE INFO

Keywords:

Pan-African
Marble
Serpentine
Skarn
Contact metamorphism
Hydrothermalism

ABSTRACT

The Nkob talc deposit located in the central Anti-Atlas Pan-African belt is hosted by magnesian and siliceous metacarbonates in the contact aureole of the Ediacaran Amassine granite. It consists of a stratified succession of green serpentine-rich marbles, black dolomitic marbles, talcites and phlogopites (variously retrogressed into chlorites) enclosed within andalusite metapelite hornfels and quartzites. Two main metamorphic stages have been defined for the formation of the marbles and talcites: (1) high-temperature recrystallization occurred under amphibolite facies conditions (>500 °C). Temperature increase during granite emplacement led to the formation of forsterite, tremolite, phlogopite (±diopside) bearing assemblages in siliceous marbles and to transformation of dolomitic (calcite-free) marbles from pure dolostones. This high temperature stage is also characterized by the growth of andalusite porphyroblasts in the metapelites surrounding the deposit. (2) A low temperature retrograde hydrothermal stage characterized by the reactive infiltration of aqueous silica-rich fluid (presumably derived from the granitic body), in greenschist facies conditions (<520 °C). Hydrated silicate minerals, mostly serpentine and talc (+calcite), were formed during this stage within the rocks (after fluid infiltration along grain boundaries) or within veins (marking channeled fluid circulation). Talc in ores formed by two processes at Nkob: acicular talc near the granite formed after the breakdown of tremolite in a temperature range of 350 to 500 °C, while tabular talc in the external aureole formed via reaction between dolomite and siliceous-aqueous fluids in temperatures below 350 °C. The different types of marbles derive from pure to slightly siliceous dolomite but green and green-black marbles were strongly affected by interactions with siliceous-aqueous fluids forming serpentine-phlogopite veins with calcite reaction zones. The talc layers were also affected by similar hydrothermal H₂O-Si enrichment but their dolomitic precursor probably contained a more important detrital silicate fraction.

1. Introduction

Talc deposits are either associated with magnesian carbonate rocks (Blount & Vassiliou, 1980; Prochaska, 1989; Anderson et al., 1990; Prochaska et al., 1992; Hecht et al., 1999; Schndl et al., 1999; Tornos & Spiro, 2000; Shin & Lee, 2002) or with ultramafic units (El-Sharkawy,

2000; Tesalina et al., 2003). They can more rarely result from the diagenetic evolution of magnesian sediments (Noack et al., 1986; Tosca et al., 2011; Li et al. 2013). Several factors control the formation of talc such as the nature of the protolith, the fluid composition, pressure-temperature (P-T) conditions during its formation, as well as the occurrence, the density and the geometry of fractures acting as channels

* Corresponding author at: Géosciences Environnement Toulouse, 14 Avenue Edouard Belin, 31400 Toulouse, France.
E-mail address: julien.berger@get.omp.eu (J. Berger).

<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2021.104629>

Received 13 July 2021; Received in revised form 29 November 2021; Accepted 30 November 2021

Available online 3 December 2021

0169-1368/© 2021 The Author(s).

Published by Elsevier B.V. This is an open access article under the CC BY-NC-ND license

<http://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0/>

for fluid circulation (Moine et al., 1989; Schandl et al., 2002; Bucher and Grapes, 2011; Wölfler et al., 2015). Talc mineralizations generally occur under relatively low metamorphic grade corresponding to the greenschist facies and require significant amounts of magnesium, silica, and H₂O, generally associated with decarbonation reactions (Shin & Lee, 2002). The presence of Al, Ca or K in the host rocks generally tends to inhibit the formation of talc but favors the growth of other hydrous minerals such as phlogopite, chlorite and tremolite (Greenwood, 1998).

The Nkob talc deposit in the central Anti-Atlas belt of Morocco has been cited in the literature (Abin et al., 2011) but never studied, despite its potential as a large economic resource. Interestingly, the Nkob area is generally described as an ophiolitic complex (El-Boukhari, 1991; Thomas et al., 2002) due to the presence of metabasalts and metagabbros associated with small occurrences of serpentinites. In the same area, Thomas et al. (2002) also described a passive margin sequence containing dolomitic formations belonging to the Taghdout group.

This study aims at characterizing the geological setting of the Nkob talc deposits and to determine the evolution of pressure–temperature–XCO₂ conditions responsible for the growth of talc and its refinement. We present new geological maps, a detailed mineralogical characterization coupled to a thermodynamic modeling approach to propose a conceptual petrogenetic model of the Nkob talc formation that can be tested in similar deposits worldwide.

2. Geological setting

2.1. Regional setting

The Anti-Atlas orogen (Fig. 1) is a Neoproterozoic Pan-African belt bordering the northern edge of the West African craton (WAC); it formed during convergence between the latter and Avalonian terranes (Ennih and Liégeois, 2001; Gasquet et al., 2005; Ennih and Liégeois, 2008; Walsh et al., 2012; Blein et al., 2014; Hefferan et al., 2014; Soulimani et al., 2018). Precambrian units are exposed in so-called “boutonniers” or inliers (=windows; Fig. 1b) within folded and faulted Paleozoic

sedimentary series; the Nkob deposit belonging to the Sirwa inlier in central Anti-Atlas (Figs. 1 and 2). Paleoproterozoic rocks (schists, gneiss and granites of the Zenaga group; Thomas et al., 2004) making the cratonic basement crop out in western and central Anti-Atlas south and southwest of the Anti-Atlas Major Fault (AAMF; Fig. 1). They were affected by both the Eburnean (–2.0 Ga) and Pan-African (–630 Ma) orogenies. Sedimentary sequences and volcanic/subvolcanic basalts of the Taghdout group (Bouougri and Saquaque, 2004; Thomas et al., 2004; Fig. 2) are Late Paleoproterozoic to Neoproterozoic and probably formed during several rifting episodes (see Youbi et al., 2013; Ikeme et al., 2017; Bouougri et al., 2020). Supra-subduction ophiolites and oceanic arcs were active between 760 and 640 Ma and accreted onto the WAC margin probably between 640 and 620 Ma (Bou Azzer and Iri groups; Triantafyllou et al., 2016; Thomas et al., 2004; Samson et al., 2004; Triantafyllou et al., 2018, 2020; Hodel et al., 2020). The paroxysm of the Pan-African orogeny in the Anti-Atlas is evidenced by 620–600 Ma syn- to late-orogenic flysch basins associated with volcanic and volcano-sedimentary rocks (Fig. 2; Bou Salda and Sagro groups; Thomas et al., 2002, 2004; Ennih and Liégeois, 2008; Abati et al., 2010; Errami et al., 2020). The late Pan-African to Cadomian stages are marked by the production of huge volumes of magmas as early as 614 Ma (Assagrag suite) forming the thick Ouarzazate volcanic and volcano-sedimentary group (Figs. 1 and 2) and related plutons between 580 and 545 Ma (Thomas et al., 2002; Gasquet et al., 2005, 2008; Toummite et al., 2013; Errami et al., 2020). It is worth noting that the Anti-Atlas was subject to thick skin tectonics involving faulting and folding of Paleozoic series and reactivation of the Precambrian basement during the late Paleozoic Variscan orogeny (Burkhardt et al., 2006). These long and repeated successions of igneous, hydrothermal and tectonic events from the Paleoproterozoic to the Late Paleozoic (and possibly the Triassic) generated numerous world class polymetallic deposits in the Anti-Atlas (see Tuduri et al., 2018 and reference therein).

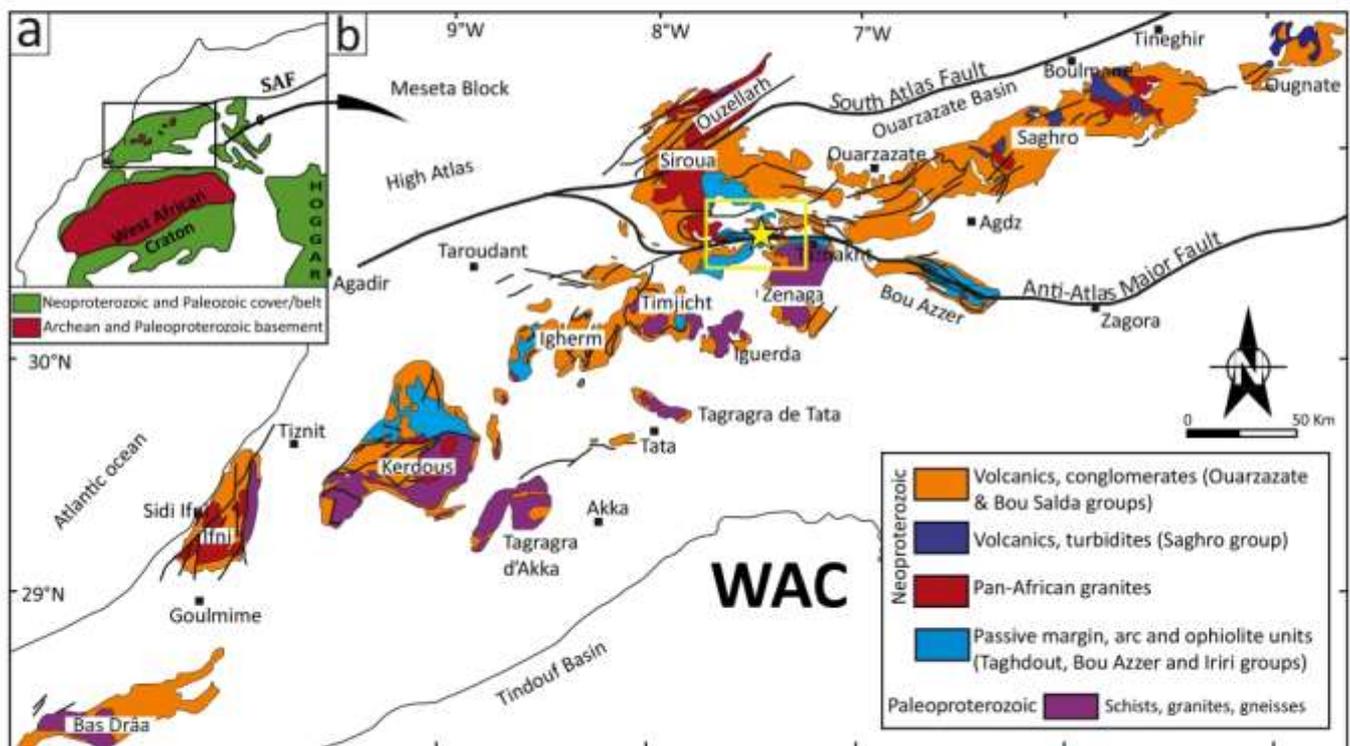


Fig. 1. (a) Location of the Anti-Atlas belt at the northern limit of the West African Craton (WAC). (b) Geological sketch map of the Anti-Atlas belt in southern Morocco showing the precambrian inliers (modified after Gasquet et al., 2008).

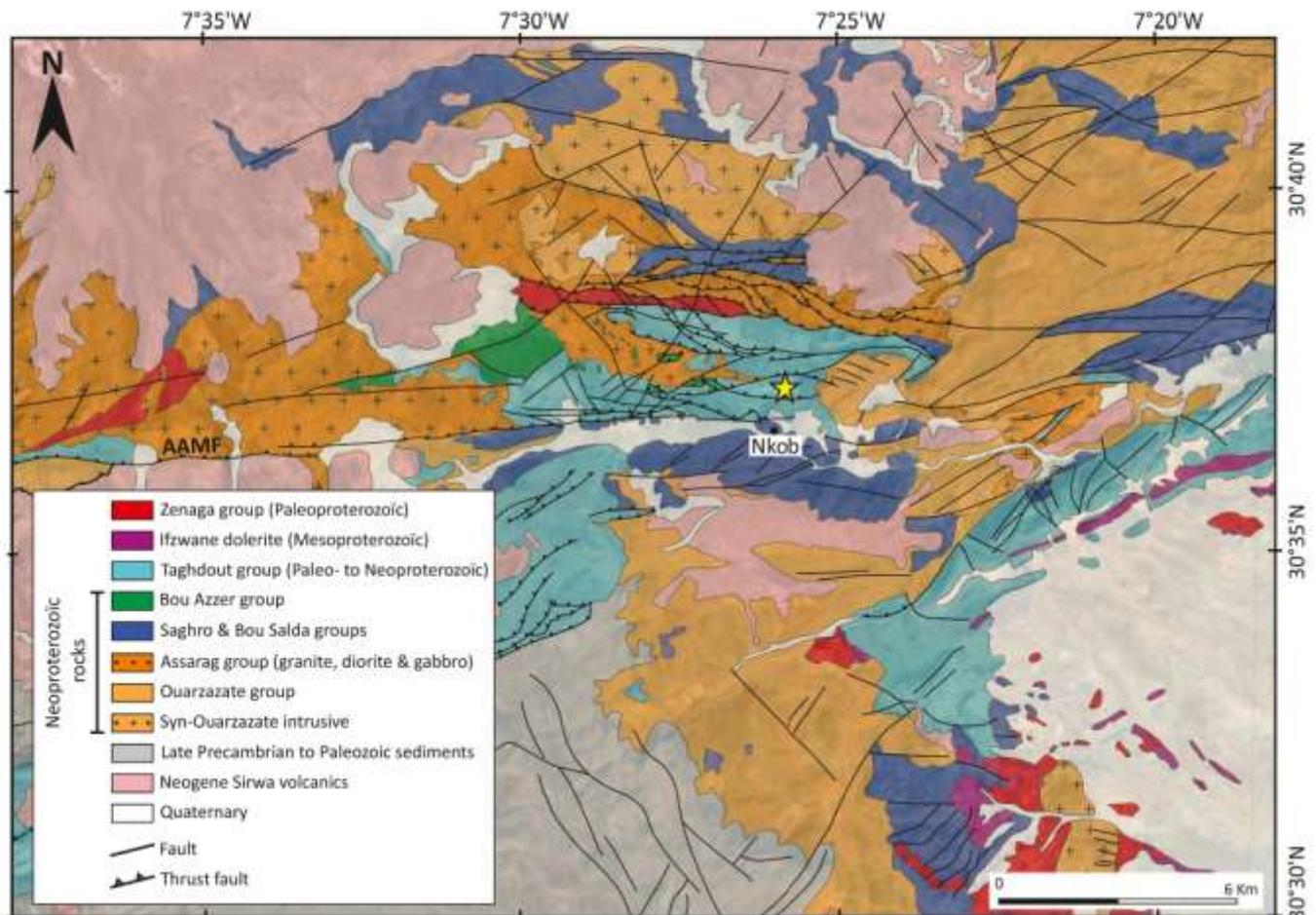


Fig. 2. Geological map of the southern part of the Siroua inlier (modified after Thomas et al., 2002). The star points to the location of the Nkob talc deposit. AAMF: Anti-Atlas Major Fault.

2.2. The Nkob talc deposit

The Nkob talc deposit formed in carbonated formation of the Taghdout group in the Sirwa inlier (Bouougri and Saquaque, 2004; Figs. 2 and 3). There, the Taghdout group consists of the following stratigraphic sequence (Figs. 3 and 4): (1) a thick sequence of altered basalts; (2) reddish quartz- and K-feldspar bearing (talc-absent) dolomitic rocks (3) two sequences of talc-bearing marbles associated with phlogopitites/chloritites and talcites (described in detail below); (4) metapelitic units and metasandstones enclosing the main talc occurrence; (5) whitish quartzites locally showing tectonic brecciated textures. The structural position of the quartzite is unclear but they are systematically found within the metapelitic sequences near the contact with carbonate sequences. All these formations were subsequently intruded by the Amassine granite (614 ± 10 Ma; Thomas et al., 2002) also outcropping as small lenticular bodies within the talc-rich zone (Figs. 3 and 4). The age of the Taghdout is controversial, it was associated with the formation of a passive margin along the WAC during Early Neoproterozoic (Clauer, 1976; Cahen et al., 1984) but recent U-Pb dating on dolerite dykes, volcano-sedimentary layers and basaltic flows yielded Late Paleoproterozoic to Neoproterozoic ages (see Bouougri et al., 2020 for a recent review). Accordingly, dolomitic carbonates of the Taghdout group near Nkob deposited sometime between the Paleoproterozoic and the Cryogenian.

The talc deposit crops out over an area of approximately 2×0.5 km (Fig. 3) and consists of alternating beds of talcites, marbles and phlogopitites/chloritites layers. It is enclosed within metapelites and metasandstones hornfels, in the contact aureole of the Amassine granitic

pluton at its northwestern edge and it is covered by volcano-sedimentary rhyodacitic rocks of the Ouarzazate Group to the east (Figs. 4 and 5). Marbles are organized as metric to decametric beds, they appear black in the field (Fig. 6a) towards the east of the talc deposit, far from the granite, and turn green (Fig. 6b) close to the igneous intrusion. The transition between green and black marbles is progressive and is marked by marbles containing both black and green zones (Fig. 6c and 6d). Minor reddish marbles were found to the north of the deposit close to the granite intrusion. Talcites are found as cm- to dm-thick beds alternating with marble layers. Two types have been identified: talcrite 1 (Fig. 6e) which is relatively compact and massive, located near the contact with the granitic body; and talcrite 2 (Fig. 6f) found far from the intrusion, which is more friable and marked by a pervasive foliation. Relics of black marbles were found within the talcrite units in the south-east part of the deposit. Black phlogopitites and related green chloritites (Fig. 6g) form thin, cm-thick layers parallel to bedding within marbles or talcites. They can be folded when present within a talc-rich layer. Small lenses of spotted metapelites (Fig. 6h) and metabasites were found within the deposit, generally along faults. A small and fresh dacitic dyke, presumably a feeder of the Ouarzazate group volcanics, cut across the marbles in the core of the deposit (Fig. 4).

The identification of a sequence of mappable isograds (meter- to centimeter-scale) within the deposit remains difficult. Only olivine and serpentine isograds have been identified. The presence of tremolite as an accessory phase often unidentifiable in the field, and the ubiquity of talc in the deposit do not allow their isograds to be traced at Nkob.

Sedimentary bedding is striking E-W and dipping to the north with variable values, generally ranging from 50 to 80° except near faults

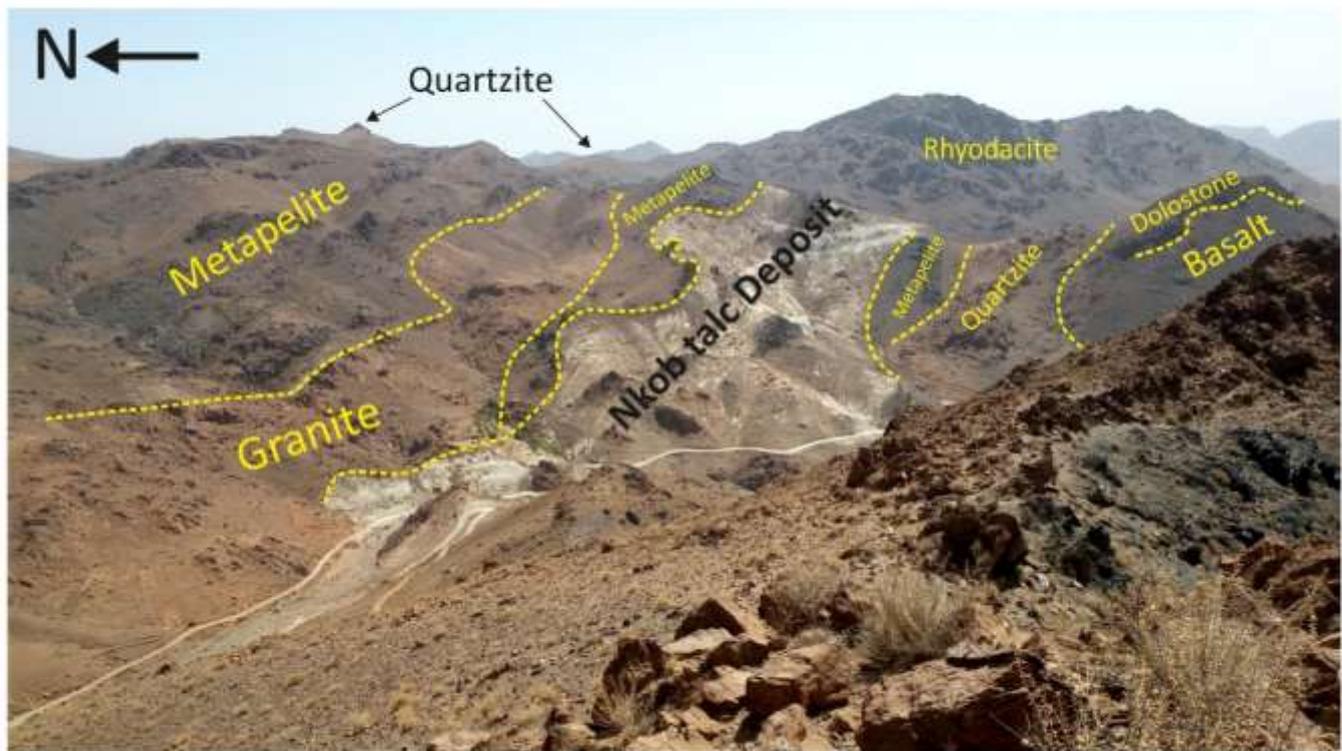


Fig. 3. Panoramic view of the Nkob talc deposit and surrounding rocks (the deposit reaches up to 300 m in thickness). It is intruded by the Amassine granite in the north and unconformably covered by the Ouarzazate volcanic group (rhyodacite) to the east. Note the presence of unmetamorphosed dolostone south of the deposit.

where lower values were measured (Fig. 4). Few anastomosing shear-zones showing S-C type fabric and implying dextral shearing were observed within the soft talc-rich layers. The C-planes are generally oriented WNW-ESE to NW-SE, while the S-planes are oriented NW-SE to E-W, both facing North. The talc deposit is also cut across by a dense network of steeply dipping strike-slip faults with an inverse component and subdivided into two main populations: N030 sinistral and N330 striking dextral (Fig. 4). At their contact bedding develops decametric vertical drag folds. Most of the faults are rooted within major E-W faults located south of the deposit and parallel to the transpressive sinistral Anti-Atlas major fault (Fig. 2).

Various veins were observed and their mineral assemblages vary with distance to the granite. Black marbles are cut across by greenish (serpentine-calcite-phlogopite) veins when close to the granite and white (tremolite-talc-calcite or talc-calcite) veins far from the intrusion. Other large white calcite veins cut across all units of the deposit, irrespective of their lithology and the distance from the granite. Millimetric chrysotile veins were only observed in green marbles west of the deposit, in contact with the intrusion. Some of the veins are deformed, commonly discontinuous, boudinaged and sometimes folded.

3. Sampling and analytical methods

Representative samples of dolostones, marbles, talcites, phlogopites and metapelites were selected for detailed mineralogical and petrological analysis. Samples were collected within and around the deposit to compare rocks affected by contact metamorphism to those showing no evidence for metamorphic recrystallization outside the aureole. Some representative samples are located on the map presented in Fig. 4 but the geographic coordinates of the 43 samples selected for this study are provided in the Appendix Table 1. Mineralogical analyses were performed by X-ray diffraction (XRD), scanning electron microscope (SEM) and electron microprobe (EMPA). XRD analysis (Fig. 7) were done on pulverized samples at the Geosciences Environment

Toulouse (GET) laboratory and at the Department of Geology and Applied Geology, University of Mons (UMONS, Belgium). At GET, the diffraction measurements were carried out using a Bruker D2 diffractometer equipped with a curved position detector (CPS 120, Inel) covering an angle of 120°. At UMONS, bulk XRD analyses were conducted with a Bruker-Siemens D5000 diffractometer (Cu K-alpha radiation) set at 40 kV and 30 mA acceleration voltage and beam current, respectively. A rear graphite monochromator was used to minimize X-ray fluorescence from iron. The samples were dried and ground down to 50 µm and the resulting powder was manually pressed in XRD sample holders. The mounts were then X-rayed at 0.02°/s angular scan speed (2-theta) and 1.5 s counting time. The spectra were processed using Bruker-EVA software with JCPD PDF-2 powder diffraction database.

Polished thin-sections were examined by optical microscopy and with a JEOL JSM 6360LV SEM coupled to a Bruker EDX spectrometer (GET). Mineral composition (Table 1, Table 2 and Appendix Table A2) was determined at the «Centre de micro-caractérisation Raimond Castaing» (Toulouse, France) using a CAMECA SXFive electron microprobe. The operating conditions were: accelerating voltage 15 kV, beam current 10 or 20nA (depending on the mineral's resistance under the beam). Bulk rock major elements were dosed by ICP-OES after alkali fusion at the SARM (Nancy, France) following the digestion and analytical procedure described in Carignan et al. (2001).

4. Petrographic observations and mineral chemistry

4.1. Sedimentary and metasedimentary rocks

The Nkob talc deposit contains several lithotypes including: black, black-green, green and red marbles, talcites and phlogopites. These lithotypes alternate as regular, dm- to m-thick beds inherited from a former sedimentary sequence. Several generations of crosscutting veins were distinguished according to their mineralogical composition. Other lithologies crop out outside the talc deposit and consist of siliceous

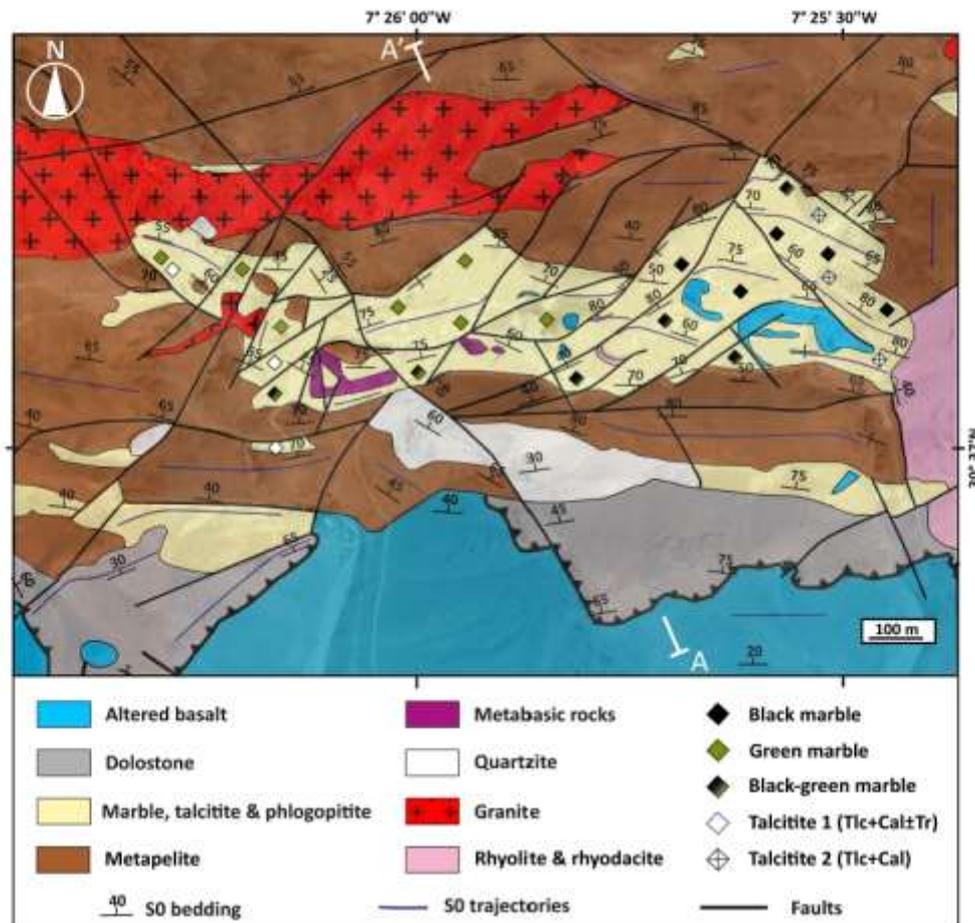


Fig. 4. New detailed geological map of the Nkob talc deposit. Trace of the cross section (Fig. 5) and location of some representative sampling sites (diamonds) are indicated.



Fig. 5. N-S cross-section through the deposit, see location of the cross-section trace on Fig. 4.

dolostones and metapelites. Representative mineral chemical analyses are listed in Table 1 and Table 2.

Unmetamorphosed dolostone most likely represents the precursor of marbles and talcrites. They are dominated by dolomite (60–70 vol%) with variable amounts of quartz (5–30 vol%). In addition, iron oxides, K-feldspars and clays are found as accessory minerals (altogether < 10 vol%).

Black marbles (Fig. 6a) are chiefly made of dolomite (>70 vol%, with relatively high Fe contents ranging from 0.009 to 0.019 apfu) with calcite and small amounts of talc and chlorite flakes organized as a granoblastic texture with carbonate grains showing triple junctions. Talc

crystals (>100 μm in length) occur as aggregates developing at carbonates grain boundaries where dolomite transforms to calcite (Fig. 8a). Phlogopite occurs as tabular crystals (up to 0.2 mm) intimately associated with serpentine and sometimes arranged as clusters partially to entirely replaced by chlorite (Fig. 8f). X_{Mg} in phlogopite ranges from 0.96 to 0.97 and Al content up to 1.76 apfu (Fig. 10c). Some of the phlogopite grains show a pronounced zoning in Ba with the rim being enriched in Ba and Al but depleted in K and Si and vice versa. Chlorite composition falls within the clinoclone field (Fig. 10d) with X_{Mg} ranges from 0.95 to 0.96 and Si between 3.40 and 3.63 (apfu).

Green marbles (Fig. 6b) occur in the vicinity of the granite intrusion.

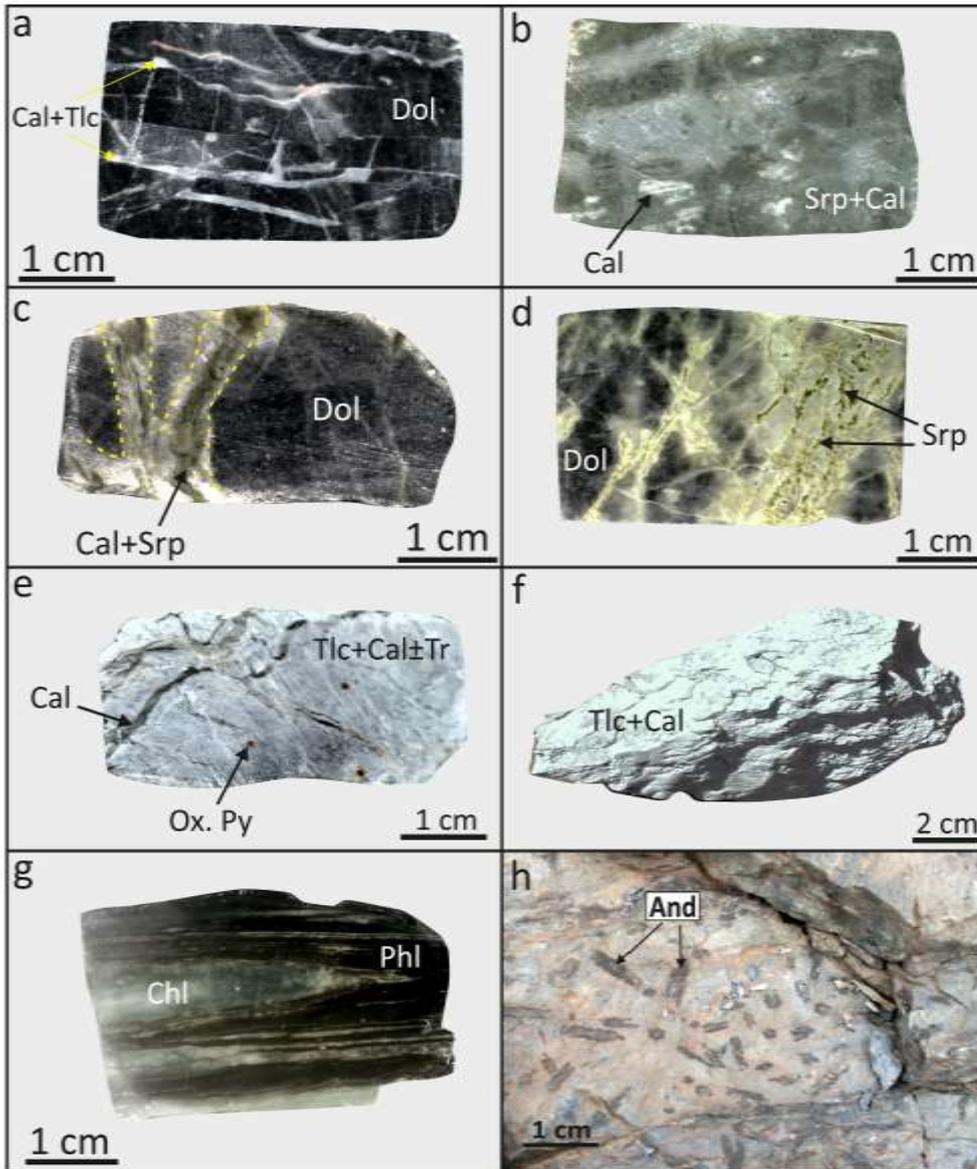


Fig. 6. Hand specimens and field photographs of samples from the Nkob deposit. (a) Section in a black dolomitic marble cut across by white calcite-talc veins. (b) Macroscopic view of green marble. (c) & (d) Calcite-serpentine veins cutting across black marble and forming black-green marble. (e) Hand-specimen of talcitic 1 (talc + calcite ± tremolite). (f) Macroscopic view of talcitic 2 (talc + calcite). (g) Hand-specimen of phlogopitite. Dark layers are phlogopite-rich while greenish light-coloured layers are chlorite-rich. (h) Andalusite metapelitic hornfels. Abbreviations: Cal: calcite, Dol: dolomite, Tlc: talc, Tr: tremolite, Ox: oxidized pyrite, Py: pyrite, Srp: serpentine, Phl: phlogopite, Chl: chlorite, Ms: Muscovite, And: andalusite, Kfs: K-feldspar, Qz: quartz. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

They show heteroblastic texture, mainly formed of serpentine (>50 vol %), calcite (approximately 35%) and small amounts of tremolite, talc, phlogopite, chlorite with rare olivine relics (Fig. 7). Serpentine can occur as veins associated to phlogopite with a calcite-rich reaction zone at the contact with host marbles (Fig. 6b). It is also present as large domains with a typical mesh texture, or as small isolated blebs into calcite containing rare relics of olivine (Fig. 8b, 8c and 8d) in the matrix of the marble. Si in serpentine is between 2.04 and 2.09 (apfu), for an X_{Mg} between 0.96 and 0.97. X_{Mg} in relictual olivine is slightly lower, around 0.93. Tremolite (100 μ m) was observed as a minor component into large calcite grains. It forms needles or subhedral granular crystals commonly rimmed by talc (Fig. 8e). For talc, Si content varies between 3.98 and 4.00 (apfu), Mg values range from 2.78 to 2.84 (apfu), while the Al contents reach 0.11–0.12 (apfu; Fig. 10a). The presence of clinopyroxene is suggested by XRD analysis (Fig. 7) but this mineral was not observed in thin sections. Phlogopite occurs as tabular crystals (up to 0.2 mm) intimately associated with serpentine and is partially to completely replaced by chlorite (Fig. 8f). Chlorites are Mg-rich with X_{Mg} averaging around 0.96 (Fig. 10d) with variable Si contents between 3.62 and 3.87 (apfu). Disseminated euhedral grains of sulfides (i.e. pyrite, chalcopyrite) are found but often altered into iron oxides. According to

their texture, they have crystallized after the main calcite-serpentine assemblages. Black-green marbles (Fig. 6c and d) are intermediate between the previously-described black and green marbles (Fig. 7). The green zones are serpentine-rich and form large masses in carbonates or as veins. Serpentine has almost the same composition that the one found in green marbles (Si : 2.03 and 2.11 apfu; X_{Mg} : 0.94 to 0.97).

The talcites of the Nkob deposit (Fig. 6e,f) are characterized by a dominant talc-calcite association with minor chlorite, phlogopite and tremolite (Fig. 7). Two types of talc are identified according to their position in the deposit. Talc 1 (up to 100 μ m), found in talcites close to the contact with the granite, forms acicular and bladed aggregates and at the rim of tremolite (and rarely magnesio-hornblende) or within calcite suggesting that amphibole consumption led to talc growth (Fig. 9a and 9b). Talc 2, found in talcites located far from the intrusion (southeastern part of the deposit), shows large elongated grains (sometimes exceeding 100 μ m) with a tabular habit, and which occur at calcite grain boundaries with a total absence of tremolite (Fig. 9c). Talc 1 and talc 2 are distinguished not only by their texture but also by their chemical composition (summarized in Fig. 10a and Table 2). Talc 1 is characterized by Si contents ranging from 4.01 to 4.05 (apfu) for Si contents between 4.02 and 4.06 for talc 2. Talc 1 is characterized by lower Fe

Table 1
Selected Electron Microprobe (EMP) analyses of Nkob deposit mineral phases.

Rock	Black marble	Black marble	Phlogopitite	Green marble	Black marbre	Green marble	Talcitite 2	Talcitite 1	Green marble	Green vein	Talcitite 1	Talcitite 1
Mineral	Phlogopite	Phlogopite	Phlogopite	Chlorite	Chlorite	Chlorite	Chlorite	Chlorite	Serpentine	Serpentine	Tremolite	Tremolite
Sample	DN38-C1-10	DN38-C2-7	NK116-C1-3	DN43-C1-10	DN38-C2-30	DN43-C1-010	NK122-C1-33	TNC-C1-8	DN43-C2-032	DN03-C1-29	TNC-C1-12	TNC-C1-12
SiO ₂ (wt %)	41.15	34.97	44.08	37.02	37.14	37.02	35.75	35.22	44.80	44.59	59.51	58.26
TiO ₂	0.08	0.00	1.71	0.04	0.01	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.10	0.00
Al ₂ O ₃	13.71	19.93	13.59	9.22	7.57	9.22	14.18	13.45	0.79	0.86	0.10	0.16
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.03	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.01	0.00	0.01	0.00
FeO	1.51	1.59	4.11	2.09	3.29	2.09	4.05	1.80	2.03	3.03	1.03	0.89
MnO	0.01	0.04	0.04	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.09	0.00
MgO	28.14	23.57	21.03	30.41	37.82	30.41	30.63	34.30	38.81	39.27	23.76	23.64
CaO	0.00	0.00	0.10	4.29	0.72	4.29	0.04	0.04	0.12	0.09	13.65	13.99
Na ₂ O	0.03	0.24	0.08	0.02	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.08	0.00
K ₂ O	8.73	8.01	10.65	1.46	0.01	1.46	0.22	0.25	0.00	0.00	0.02	0.00
BaO	0.81	5.06	0.05	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Total	94.96	94.07	96.98	84.84	86.63	84.84	85.44	85.53	86.80	88.46	98.59	96.93
Si (pfu)	2.91	2.62	3.10	3.62	3.52	3.62	3.43	3.35	2.08	2.06	8.03	7.99
Ti	0.00	0.00	0.09	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Al	1.14	1.76	1.12	1.06	0.85	1.06	1.60	1.51	0.04	0.05	0.02	0.03
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.09	0.10	0.24	0.17	0.26	0.17	0.32	0.14	0.08	0.12	0.12	0.10
Mn	0.00	0.00	0.00	4.44	0.00	0.00	4.38	4.86	0.00	0.00	0.01	0.00
Mg	2.97	2.63	2.20	0.00	5.35	4.44	0.00	0.00	2.69	2.70	4.78	4.83
Ca	0.00	0.00	0.01	0.45	0.07	0.45	0.00	0.00	0.01	0.00	1.97	2.05
Na	0.00	0.03	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00
K	0.79	0.76	0.95	0.18	0.00	0.18	0.03	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00
Ba	0.06	0.36	0.00	–	–	–	–	–	–	–	–	–
XMg	0.97	0.96	0.90	0.96	0.95	0.96	0.93	0.97	0.97	0.96	0.98	0.98

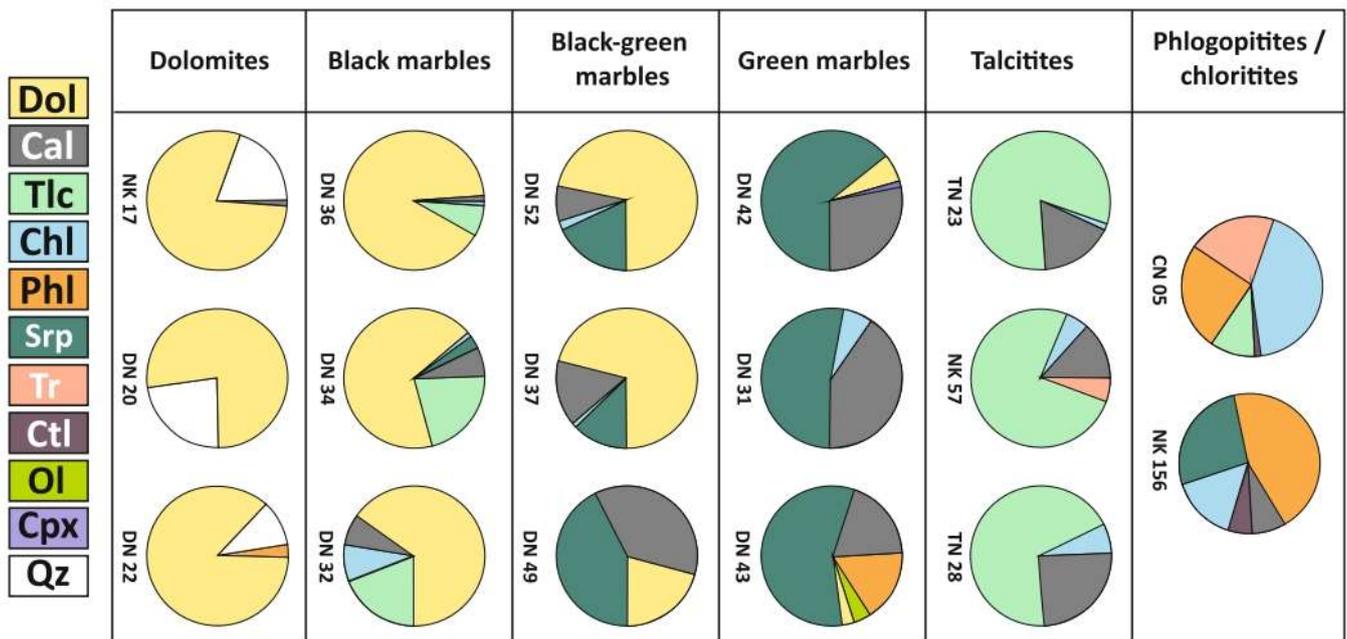


Fig. 7. Mineralogy of the different rocks of the Nkob deposit determined after XRD analysis. Abbreviations: Cal: calcite, Dol: dolomite, Tlc: talc, Srp: serpentine, Phl: phlogopite, Chl: chlorite, Ctl: chrysotile, Ol: olivine, Tr: tremolite; Qz: quartz.

(0.03 to 0.04 apfu) and higher Al (0.02–0.03 apfu), than talc 2, marked by higher Fe (0.06–0.07 apfu) and lower Al (0.00–0.02). A slight difference in X_{Mg} is observed between talc 1 (0.99) and talc 2 (0.98). Tremolite associated with talc 1 has Si content varying between 7.37 and 8.03 apfu and X_{Mg} around 0.97 and 0.98. Magnesian chlorites usually formed after phlogopite (rarely observed) are clinocllore (Fig. 9d) with X_{Mg} varying between 0.93 and 0.97, Si contents range from 3.28 to 3.39 apfu and Al values varying from 1.35 to 1.86 apfu (Fig. 10d). Few apatite grains (10–20 μ m), zircon, rutile and iron oxides are present as accessory

phases.

Phlogopitites (Fig. 6g) form black centimetric to decimetric layers alternating with marble beds. They are chiefly made of phlogopite with chlorite crystals, and talc (Fig. 9d). Compared to those in marbles, phlogopites are rich in Si (3.10–3.15 apfu), Ti (0.09–0.1) and K (0.95 apfu), and depleted in Mg (X_{Mg} : 0.90) (Fig. 10c). Chloritites formed by retrogression of phlogopitites and contain chlorite with minor amounts of tremolite and rare diopside (Si content : 2.01–2.03 apfu ; Ca contents : 0.87–0.97; X_{Mg} = 0.88–0.93). Chlorites are Mg-rich (X_{Mg} = 0.96 ;

Table 2
Selected Electron Microprobe (EMP) analyses of talc in Nkob deposit rocks.

Rock	Green marble	Talcitite 1	Talcitite 1	Talcitite 2	Talcitite 2	Vein (Cal + Tlc)	Vein (Cal + Tr + Tlc)	Chloritites
Mineral	talc	talc	talc	talc	talc	talc	talc	talc
Sample	DN43-C1-07	TNC-C1-5	TNC-C1-19	NK122-C1-44	NK122-C1-64	DN03-C2-07	NK20-17	NK60-C01-17
SiO ₂ (wt%)	62.72	63.49	63.77	62.36	63.05	64.52	61.96	62.87
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06
Al ₂ O ₃	1.42	0.39	0.34	0.29	0.06	0.17	0.53	0.69
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01
FeO	0.56	0.57	0.63	1.20	1.19	0.47	0.62	0.86
MnO	0.00	0.05	0.05	0.00	0.00	0.05	0.03	0.01
MgO	29.48	30.17	30.51	29.03	28.95	30.69	30.76	29.28
CaO	0.04	0.15	0.05	0.21	0.24	0.19	0.11	0.06
Na ₂ O	0.01	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00
K ₂ O	0.01	0.09	0.06	0.05	0.00	0.01	0.00	0.09
Total	94.28	95.38	95.78	93.66	93.52	96.35	94.05	94.40
Si (pfu)	4.00	4.03	4.02	4.04	4.06	4.04	3.98	4.03
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	0.11	0.03	0.02	0.02	0.00	0.01	0.04	0.05
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.03	0.03	0.03	0.07	0.06	0.02	0.03	0.05
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	2.80	2.85	2.87	2.80	2.78	2.86	2.94	2.80
Ca	0.00	0.01	0.00	0.01	0.02	0.01	0.01	0.00
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
X _{Mg}	0.99	0.99	0.99	0.98	0.98	0.99	0.99	0.98

Fig. 10d) with relatively high Si (up to 3.67 apfu) and low Al (=1.20 apfu). Tremolite is present as elongated prismatic crystals scattered in the chloritized matrix with X_{Mg} above 0.95 and Si above 7.9 apfu (Fig. 10b). Randomly distributed, individual, or aggregated titanite (<20 μm), apatite (<10 μm) grains are systematically present but accessory.

Metapelites consist of a fine-grained groundmass of quartz, muscovite, biotite, plagioclase and k-feldspar with andalusite (chiastolite) porphyroblasts. Muscovite forms tabular crystals with biotite but also develops at the rim of andalusite. Both muscovite types show almost the same composition, with Si content generally low, of the order of 3.01 to 3.3 apfu and K content ranges between 1.55 and 1.85 apfu. Biotite Ti contents range between 0.05 and 0.19 apfu, while the X_{Fe} (molar Fe/(Fe + Mg) ratio) ranges from 0.47 and 0.59. Chlorite develops on biotite crystals and has Si contents ranging between 2.72 and 3.04 apfu, Fe contents ranging between 2.03 and 2.56 apfu. Plagioclase is accessory and very calcic (X_{Al}: 0.96–0.99). Accessory tourmaline, rutile, zircon, monazite were observed.

4.2. Veins

Greenish veins (<0.5 cm) cut across the black marbles (leading to the formation of black-green and green marbles; Fig. 6c & 6d) and are the main components of green marbles. They are rich in serpentine with minor amounts of phlogopite retrogressed to chlorite. In most cases, serpentine with a typical mesh texture is rimmed by a 100–200 μm thick calcite reaction zone (Fig. 11a) at the contact with dolomitic marbles. Phlogopite occurs as inclusion in serpentine with relatively high Si content (2.90 apfu; Fig. 10c) and low K content (0.72 apfu) and is retrogressed into magnesian chlorite.

White calcite-tremolite-talc veins cut across the black marbles in the outer aureole of the pluton (Fig. 6a). They are characterized by a calcite-tremolite-talc association (Fig. 11b) with acicular talc (<100 μm) developing on tremolite rims. Tremolite has acicular and fibrous habit with values of Si ranging from 7.66 to 7.98 (apfu), Mg ranging from 4.74 to 4.85 (apfu) and Fe ranging from 0.05 to 0.06 (apfu) (Fig. 10b).

White veins made of calcite and talc without tremolite but with rare dolomite and serpentine were found in the southeastern corner of the deposit. Talc occurs as elongated isolated crystals (>150 μm) along calcite grain boundaries (Fig. 11c) and has relatively high Si contents (4.03–4.07 apfu) with X_{Mg} values around 0.99. Millimetric chrysotile

veins (<0.2 mm) are also frequent in the green marbles (Fig. 11d).

5. Whole-rock geochemistry

Whole-rock geochemistry of each lithotype described in previous sections (black, black/green and green marbles, talcites, unmetamorphosed dolostones, metapelites) can be found in Table 3 and Fig. 12a and 12b. Two samples of unmetamorphosed dolostone collected at the south, but outside the talc deposit were analyzed as they probably represent the precursor of marbles and talcites. One sample shows high levels of SiO₂ (15.13 wt%) in agreement with the presence of detrital quartz, the other has low SiO₂ content (1.98 wt%), both have low H₂O (<0.5 wt%) (Fig. 12a). The dolostones are slightly more calcic (25.69–35.80 wt% CaO) with respect to magnesium (15.02–17.07 wt% MgO) translating in molar Ca/(Mg + Ca) ratios above 0.5 (Fig. 12b). Black marble samples have low SiO₂ and H₂O contents (1.85–3.98 wt% and < 0.5 wt%, respectively) with variable MgO content (12.74 and 21.74 wt%) and a CaO range (between 29.6 and 39.18 wt%) similar to that of unmetamorphosed dolostones. Globally black marbles and sedimentary siliceous dolomite lie on a “detrital silicates trend” joining pure dolomite (0 wt% SiO₂ and 0 wt% H₂O) and a detrital endmember here represented by Nkob andalusite metapelites (66–81 wt% SiO₂ with – 2 wt% H₂O). Compared to the black marbles, black-green marbles are enriched in SiO₂ (11.04–14.33 wt%) and H₂O (3.40–3.68 wt%) and depleted in CO₂ (28.45–32.60 wt%) (Fig. 12). The green marble sample has the highest concentrations in SiO₂ (25.99 wt%) and H₂O (6.96 wt%) reflecting the abundance of serpentine in veins and in the matrix (Fig. 12). They are by consequence more magnesian with Ca/(Ca + Mg) molar ratios below < 0.5. Al₂O₃ and K₂O were detected but at very low concentrations (0.69 wt% and 0.08%, respectively). Green and black green marbles lie on a “hydrothermal serpentine trend” joining pure dolomite to pure serpentine on Fig. 12a. Talcites are more enriched in SiO₂, varying from 12.24 to 26.10 wt% and more calcic (30.52 and 43.29 wt% CaO) than the green marble sample. They also show high H₂O content (1.26 to 3.16 wt%) while CO₂ contents are relatively lower (23.88 to 31.87 wt%) than other lithotypes. The Al₂O₃ concentrations are relatively high (up to 2.39 wt%) probably due to the presence of detrital feldspars or clays in the sedimentary protolith. Interestingly, talcites lie between the hydrothermal serpentine trend and the detrital silicate trend on Fig. 12a.

Metapelite samples show high SiO₂ contents (66.45 to 81.03 wt%;

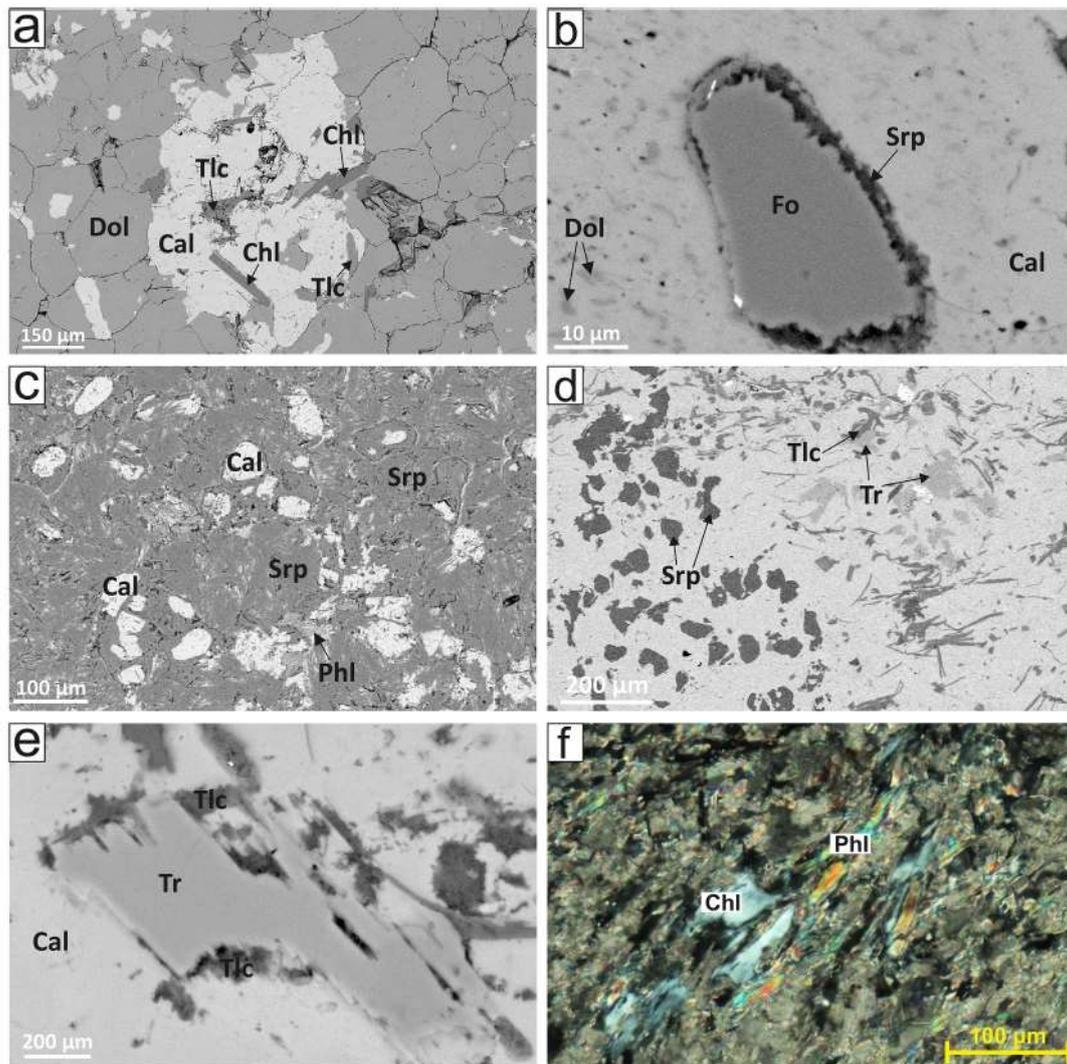


Fig. 8. Photomicrographs of marbles. (a) BSE image of black dolomitic marble showing calcite ± talc ± chlorite forming within pockets or at dolomite grain boundaries. (b) BSE image showing serpentinized olivine in green marble. (c) BSE image showing massive serpentine with calcite and phlogopite inclusions in green marble. (d) BSE image showing calcite-serpentine-tremolite ± talc association in green marble. (e) BSE image of talc rimming tremolite in green marble. (f) Crossed polars optical image of chloritized phlogopite within green marble. Abbreviations: Cal: calcite, Dol: dolomite, Fo: forsterite, Tlc: talc, Srp: serpentine, Phl: phlogopite, Chl: chlorite, Tr: tremolite. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

Fig. 12a) and low MgO contents (0.44–1.51 wt%) compared to marbles and siliceous dolostones. Their bulk composition varies from 10.19 to 18.4 wt% Al_2O_3 , 0.7 to 2.73 wt% FeO_{tot} and 0.43 to 0.69 wt% TiO_2 . Alkali contents vary from 4.30 to 6.76 wt% of K_2O and from 0.06 to 0.26 wt% of Na_2O .

The Amassine granite samples have SiO_2 concentrations of 74–75 wt% and low $\text{CaO} < 0.2$ wt%. It classifies as a high K (K_2O : 4.5–5.6 wt%) slightly peraluminous granite (A/NK : 1.07; A/CNK : 1.04; Shand, 1927) comparable the Ediacaran high-K calc-alkaline granitoids of the Sirwa inliers (see El Khanchaoui et al., 2001; Toummite et al., 2013).

6. Phase equilibrium calculations

A petrogenetic grid and several isochemical phase diagrams were constructed in order to constrain the P-T conditions of formation for the main mineralogical assemblages observed within the talc deposit. Pseudosections were built using the version 6.8.6 of *Perple_X* (Connolly, 1990, 2009) and thermodynamic database of Holland and Powell (2011). Solid solution models used for phase diagram calculations are Kf and San for alkali feldspar (Waldbaum and Thompson, 1968), oCcm(HP) for calcite (Anovitz and Essene, 1987), feldspar for plagioclase

(Fuhrman and Lindsley, 1988), Cpx(HP) for clinopyroxene (Holland & Powell, 1996), O(HP) for olivine, Gt(HP) for garnet, Do(HP) for dolomite, Sp(HP) for spinel (Holland and Powell, 1998), Ilm(WPH) for ilmenite (White et al., 2001), cAmph(DP) for tremolite (Diener et al., 2007), Atg(PN) for serpentine (Padrón-Navarta et al., 2013), Opx(W) for orthopyroxene, Chl(W) for chlorite, Bi(W) for biotite and phlogopite, St(W) for staurolite, Crd(W) for cordierite, Mica(W) for muscovite (White et al., 2014).

Major minerals are carbonates and hydrous magnesian silicates with very low concentrations in Fe. We therefore started with a T- XCO_2 projection in the $\text{CaO-MgO-SiO}_2\text{-H}_2\text{O-CO}_2$ system (Fig. 13a and 13b) involving a saturated fluid phase containing variable amounts of CO_2 and H_2O (expressed as XCO_2 , the molar $\text{CO}_2/(\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O})$ ratio). The pressure was fixed at 2 kbar, a value coherent with the presence of andalusite in the metapelitic hornfels. It is worth noting that changing pressure (1, 2 or 3 kbar) has a very limited effect on the topology of the diagram (Fig. 13). The early olivine-calcite-dolomite assemblage found in green marble is stable above 540 °C. Serpentine forms by hydration of olivine or after a reaction involving tremolite and olivine at low temperatures (<520 °C) and low $\text{XCO}_2 < 0.2$. Tremolite is stable over a wide range of XCO_2 but only between 600 and 400 °C. It can form by

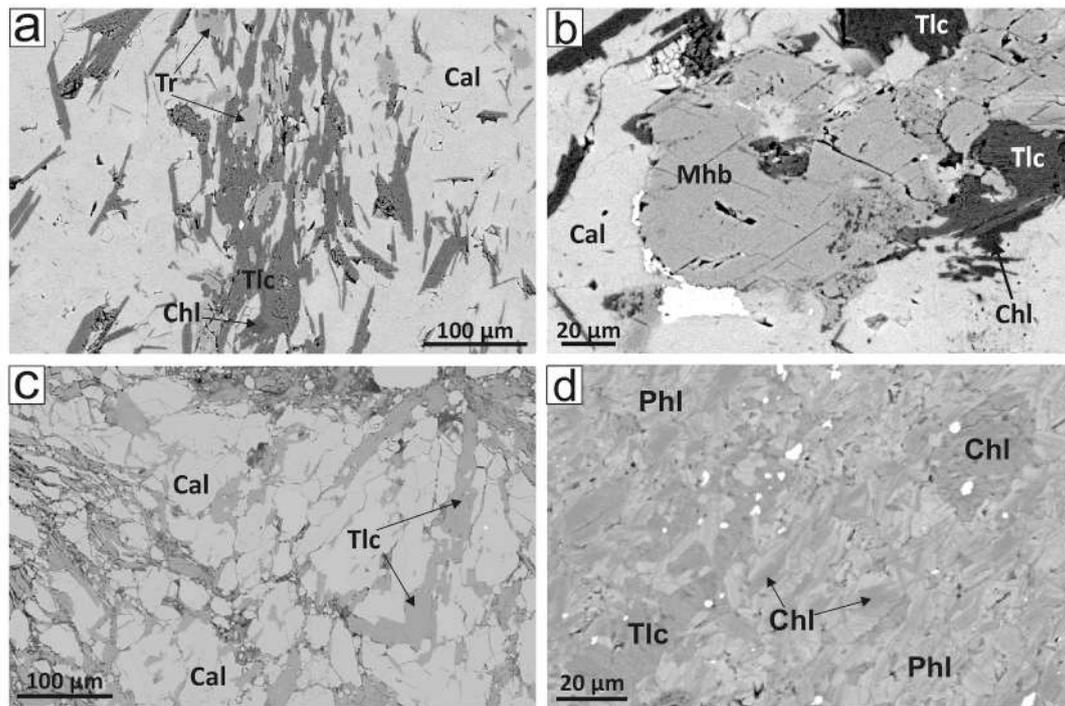


Fig. 9. BSE images of talcites and phlogopites. (a) Talc-calcite association within talciticite 1 near to the contact with the granite. Talc is acicular and contains some relics of tremolite. (b) Talc rimming an amphibole grain. (c) Talc-calcite association within talciticite 2 far from the granite. Talc has a tabular habit. (d) Phlogopite dominated by phlogopite often altered to chlorite. Abbreviations: Cal: calcite, Dol: dolomite, Tlc: talc, Tr: tremolite, Mhb: magnesio-hornblende, Phl: phlogopite, Chl: chlorite.

destabilization of diopside (only found as an accessory phase after XRD analysis of green marbles). Talc occurs at lower temperatures and low CO_2 levels ($\text{XCO}_2 < 0.4$). The upper temperature limit for talc coincides with the lower limit for tremolite ($\sim 440^\circ\text{C}$). An increase in temperature will replace the Dol + Qz assemblage with Tlc + Cal, while in the reverse retrograde path, a decrease in temperature will replace the Tr + Dol assemblage with Tlc + Cal. The late talc-calcite association of green marbles and talciticite is stable within a restricted range of temperatures ($300\text{--}440^\circ\text{C}$) and in equilibrium with aqueous fluids ($\text{XCO}_2 < 0.4$). Therefore, all mineral assemblages are in equilibrium with a hydrous fluid phase having low XCO_2 (< 0.4).

The isochemical phase diagrams for marbles and talcites were calculated using the bulk rock composition and fixed amounts of H_2O and CO_2 corresponding to those measured on the considered bulk rock (Table 3). Modal proportions were calculated and plotted on Fig. 15 to highlight the main reactions responsible for the formation of olivine, tremolite, talc and serpentine. Pressure was arbitrarily fixed at 2 kbar (in the andalusite stability field) but this parameter has only a limited effect on the variations of modal proportions with temperature.

Metapelites were simulated with a saturated H_2O phase. The biotite-andalusite-K-feldspar-quartz-plagioclase assemblage observed in the metapelite is stable below 3.6 kbar in a narrow temperature range between 500 and 600°C (Fig. 14a). Retrogression of andalusite into muscovite-rich clusters and transformation of biotite to chlorite both imply temperature conditions below 500°C (Fig. 14a).

Black, dolomite-rich marbles are often devoid of hydrous silicate veins and were thus not or only slightly affected by hydrothermalism. The pseudosection for this bulk composition will thus give insights on the high temperature stage occurring before the development of hydrothermal fluid-rock interactions. Olivine forms at temperatures above 550°C but above 650°C at 2 kbar (Fig. 14b). With decreasing temperature, it reacts to form clinopyroxene and dolomite (Fig. 15a). Tremolite is stable below 600°C (Fig. 14b) and forms after reaction between clinopyroxene and dolomite (Fig. 15a). Talc forms by a two steps retrogression of tremolite and dolomite producing also calcite

around 500 and 370°C (Fig. 14b, 15a).

The pseudosection calculated for a green marble (DN43) is presented in Fig. 15c and the evolution of modal proportion at 2 kbar in Fig. 15b. Green marbles represent rocks strongly affected by hydrothermal circulations resulting in the formation of abundant serpentine in veins or in the matrix. It is characterized by three successive assemblages including olivine - calcite - dolomite \pm diopside \pm phlogopite, serpentine - tremolite - calcite - dolomite \pm phlogopite \pm chlorite and talc - calcite - serpentine. Olivine (and minor clinopyroxene) within the green marbles attest for temperature above 450°C ($>500^\circ\text{C}$ at 2 kbar). Presence of tremolite and diopside in association with olivine, calcite and dolomite implies higher temperature, with a potential peak above 550°C . Temperatures much above 550°C are not expected because it would have produced large amounts of diopside while it is (<1 vol%) in green marbles. With temperature conditions decreasing below 500°C (at 2 kbar), the phase diagram predicts the formation of antigorite and calcite by reaction of olivine, tremolite and dolomite (Fig. 14c, 15b). Finally, at around 350°C , tremolite reacts with dolomite to produce retrograde talc and calcite (Fig. 15b). According to this calculation, the early, olivine-bearing assemblage formed above 500°C , the main hydrothermal serpentine-calcite-tremolite-dolomite assemblage is in equilibrium between 500 and 350°C while the talc-calcite intergrowths formed below 350°C .

Bulk composition of sample NK132 was used to draw a pseudosection representative of talcites (Fig. 14d) and the evolution of modal proportion with temperature at 2 kbar in Fig. 15c. Large amounts of diopside (up to 40 vol%, with olivine and calcite) are predicted above 550°C (at 600°C and 2 kbar) but were not observed. This indicates that either temperature never exceeded 600°C or that diopside was completely retrogressed in our samples. Chlorite forms below 670°C and reaches up to 13 vol% below 600°C (Fig. 15c). Tremolite is a reaction product of pyroxene breakdown at 600°C but its proportion decreases with the formation of Talc around 500°C reaching about 10 vol% and is no more present below 350°C . Talc is stable with calcite as the dominant carbonate below 500°C (Fig. 15c). They are both reaction

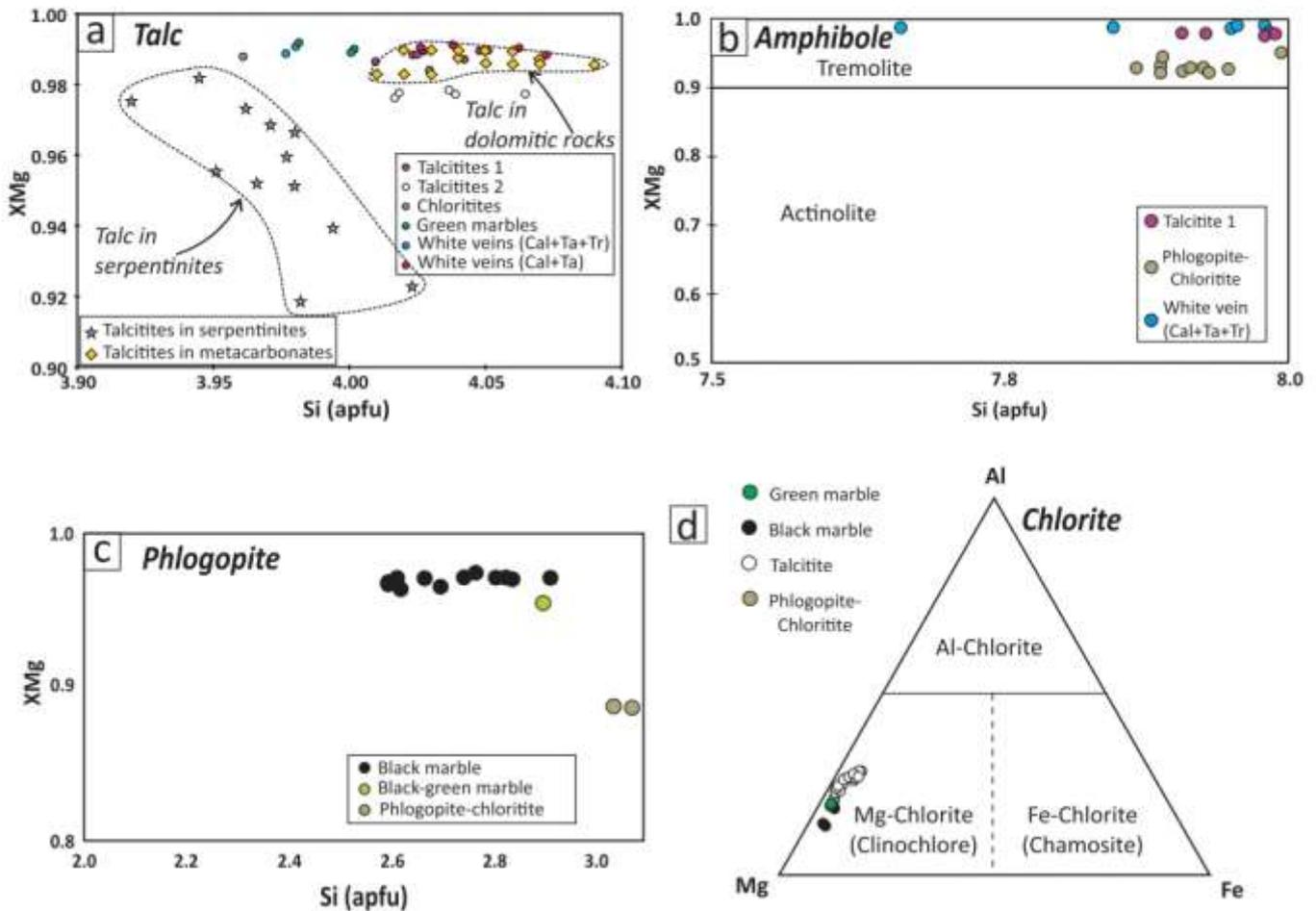


Fig. 10. Composition of some minerals in the Nkob deposit. (a) Si versus XMg diagram for talc (composition of talc in serpentinites after El-Sharkawy, 2000; talc hosted by carbonates from de Parseval, 1992). (b) Diagram of calcic amphibole classification after Leake et al. (1997). (c) Biotite classification diagram (after Rieder et al., 1999). (d) Chlorite classification diagram by Zane & Weiss (1998).

products of continuous tremolite-dolomite breakdown between 500 and 350 °C (Fig. 15c).

7. Discussion

7.1. Nature of protoliths and effect of fluid-rock interactions

Worldwide talc deposits are generally hosted in ultrabasic rocks (Simandl and Ogiien, 1999; El-Sharkawy, 2000; Tesalina et al., 2003; Yalçın and Bozkaya, 2006) or magnesian metacarbonates (Blount & Vassiliou, 1980; Prochaska, 1989; Anderson et al., 1990; Prochaska et al., 1992; Schandl et al., 1999, 2002; Hecht et al., 1999; Tomos and Spiro, 2000; Shin & Lee, 2002; de Parseval et al., 2004; Wölfler et al., 2015; Tahir et al., 2018). Within the Nkob area, an allochthonous ophiolitic sequence is described as made of mafic rocks and ultramafic cumulates containing serpentine minerals such as antigorite and lizardite (El-Boukhari, 1991). The new geological map presented in Fig. 3, shows that the deposit is hosted by the dolomitic rocks of the Taghdout group, while talc has not yet been found in the ultramafic ophiolitic units located to the northwest of the studied area (Fig. 2). Dolomitic carbonates usually have higher bulk X_{Mg} (0.96–0.99; this study) than ophiolitic serpentinites from the Anti-Atlas (0.89–0.93; Hodel et al., 2020). Talc and serpentine in Nkob marbles and talcites are consequently more magnesian than those formed in serpentinites (Fig. 10a).

Unmetamorphosed carbonated sequences in the Nkob and Taghdout areas are the most probable precursors of marbles and talcites found in the deposit. Hence, sedimentary dolostones lie south of the deposit

outside the 1 km-wide contact aureole surrounding the Amassine granite. Dolomitic carbonates exposed near the type locality of Taghdout (8 km east of Nkob) as well as those preserved near Nkob all contain detrital quartz, feldspar and clays (see Fig. 3). They locally display oolites and herringbone or cross bedding suggesting a tidal sedimentation environment. These carbonate sequences are the best local example of protoliths for metamorphic rocks now forming the Nkob talc deposit.

The origin of green marble (only found close to the granite) is directly linked to serpentine veins and development of calcite-hydrous magnesian silicates (serpentine, phlogopite, chlorite) assemblages along grain boundaries (Figs. 8 and 11). Away from the granite, only black marbles devoid of veins were found. Green serpentine-rich veins with their calcite reaction zones (Figs. 6 and 11a) increase in density toward the granite and control the formation of black-green marbles followed by green marbles near the granite. Moreover, the composition of green marbles does not correspond to any siliceous dolostone unaffected by veining nor metamorphism. Green marbles are rich in SiO_2 and H_2O and lie on a trend line joining pure serpentine and siliceous dolostone in the diagram in Fig. 12. The bulk composition of green and black-green marbles are thus strongly controlled by the reactive percolation of aqueous fluids enriched in dissolved silica forming serpentine-rich veins with calcite reaction zones and calcite with hydrous magnesian silicates within the rock (Figs. 8 and 11a) (Bucher-Nurminen, 1961; Bucher and Grapes, 2011). Hydrothermal serpentine characterizes many occurrences of magnesian marbles formed after contact metamorphism (i.e. Noh et al., 2020). The calcite-rich reaction zone in turn implies small-scale transfer of Mg from a carbonate (dolomite) to a silicate phase

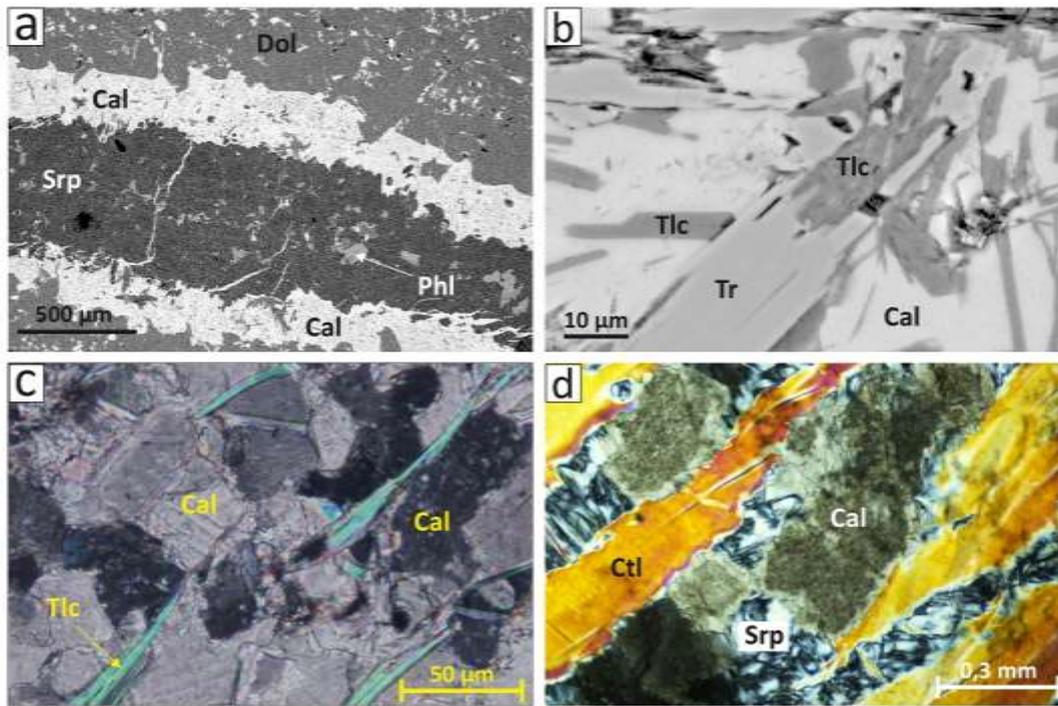


Fig. 11. Photomicrographs and back-scattered electron (BSE) images of veins from the deposit. (a) Serpentine ± phlogopite vein with calcite reaction zone cutting across the black marble. (b) White calcite-tremolite-talc vein cutting across black marble. Acicular and fibrous talc grows on tremolite rims. (c) White calcite-talc vein crosscutting black marble. Elongated talc is localized along calcite grain boundaries. (d) Chrysotile veins cutting across green marble. Abbreviations: Cal: calcite, Dol: dolomite; Tlc: talc, Srp: serpentine, Phl: phlogopite, Ctl: chrysotile. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

(serpentine, phlogopite, chlorite) within the vein (Bucher-Nurminen, 1981). Isolated globule of serpentine in some green marbles (Fig. 8d) are however not compatible with an origin by fluid-rock interaction in veins. The presence of relict olivine in a few samples (Fig. 8b) argues that these globular serpentines formed after retrogressive hydration of olivine formed at high temperature (see following section) within the marbles.

Black dolomitic marbles have lower contents in silicate minerals compared to green marbles. Fluid infiltration was limited in these marbles and is only suggested by rare veins or by growth of calcite associated to hydrous magnesian silicates (serpentine, talc, chlorite, tremolite) along grains boundaries or in small millimetric pockets (Fig. 8a). From a geochemical point of view (Fig. 12), the composition of black marbles (and especially their low H₂O for variable SiO₂ contents) is close to unmetamorphosed dolostones and lie on a “detrital trend” in Fig. 12a. We therefore suggest that black marbles formed after near isochemical (except for H₂O and CO₂) metamorphism of siliceous dolostones.

Talcites form decimetric to metric beds alternating with marbles. The bedding is inherited from the stratification of the sedimentary protolith. This observation suggests that protolith composition exerted a strong control on the formation of talcites. Geochemically, the talcites systematically plot between the “detrital” and the “serpentine vein” trend lines (Fig. 12a). Talcites are consequently interpreted as former siliceous dolostones affected by infiltration of aqueous fluids. A similar interpretation was also proposed for other carbonate-hosted talc occurrences (Tahir et al., 2018).

We have not analyzed bedding-parallel phlogopite layers due to their small size (thickness of several mm to cm) and the strong open-system retrogression into chloritites but by simple reasoning, we can assume that they are rich in K, Mg, Al, Si and H₂O. Such composition and structure (bedding-parallel layering and absence of contact reaction zones) would probably fit with former magnesian marls as thin layers separating carbonate beds. Phlogopites are a common component in

magnesian marbles formed after contact metamorphism, they are commonly interpreted as former thin sedimentary beds (see Bucher-Nurminen, 1988 for example). It is worth noting that most serpentine-rich veins also contain hydrothermal phlogopite (Fig. 11a) formed after reaction with hydrothermal fluid phase, indicating that the latter host significant amounts of K and probably Al.

7.2. P-T-X conditions and the formation of talc at Nkob

Petro-mineralogical investigations coupled with thermodynamic modeling suggest that the formation of the Nkob talc deposit is a multiple stages process controlled by the nature of the pre-metamorphic protoliths, the temperature conditions and the composition of the hydrothermal fluid phase. Two main stages can be defined for the formation of the talc deposit (and are summarized in Figs. 16 and 17): (1) a high-temperature stage related to the emplacement of the granitic body, followed by (2) a retrograde stage marked by intense rock-fluid interactions effective during the cooling of the intrusion and the host rocks.

The high-temperature stage ($T > 500$ °C) is defined by relict olivine (Fig. 8b), diopside and tremolite in green marbles outside veins and by andalusite-biotite association (Fig. 17a) in surrounding metapelitic hornfels. Olivine is stable above 450 °C in green marbles and above 550 °C in the composition representative of black marbles (Fig. 14) while the andalusite-biotite association is stable above 500 °C in Al-poor metapelites but below 3.5 kbar (Fig. 14). High thermal gradient (>50 °C/km), concentric disposition of mineral assemblages around the granite (Fig. 3) and the absence of deformation during metamorphism can only be explained by contact metamorphism during granite intrusion around ca 614 Ma (Thomas et al., 2002). Siliceous dolostones in contact with the igneous intrusion were transformed into marbles containing (Figs. 14 and 15): calcite + dolomite + forsterite + phlogopite ± diopside, while protoliths with a more calcic composition were transformed into marbles with mineral assemblage: calcite + dolomite +

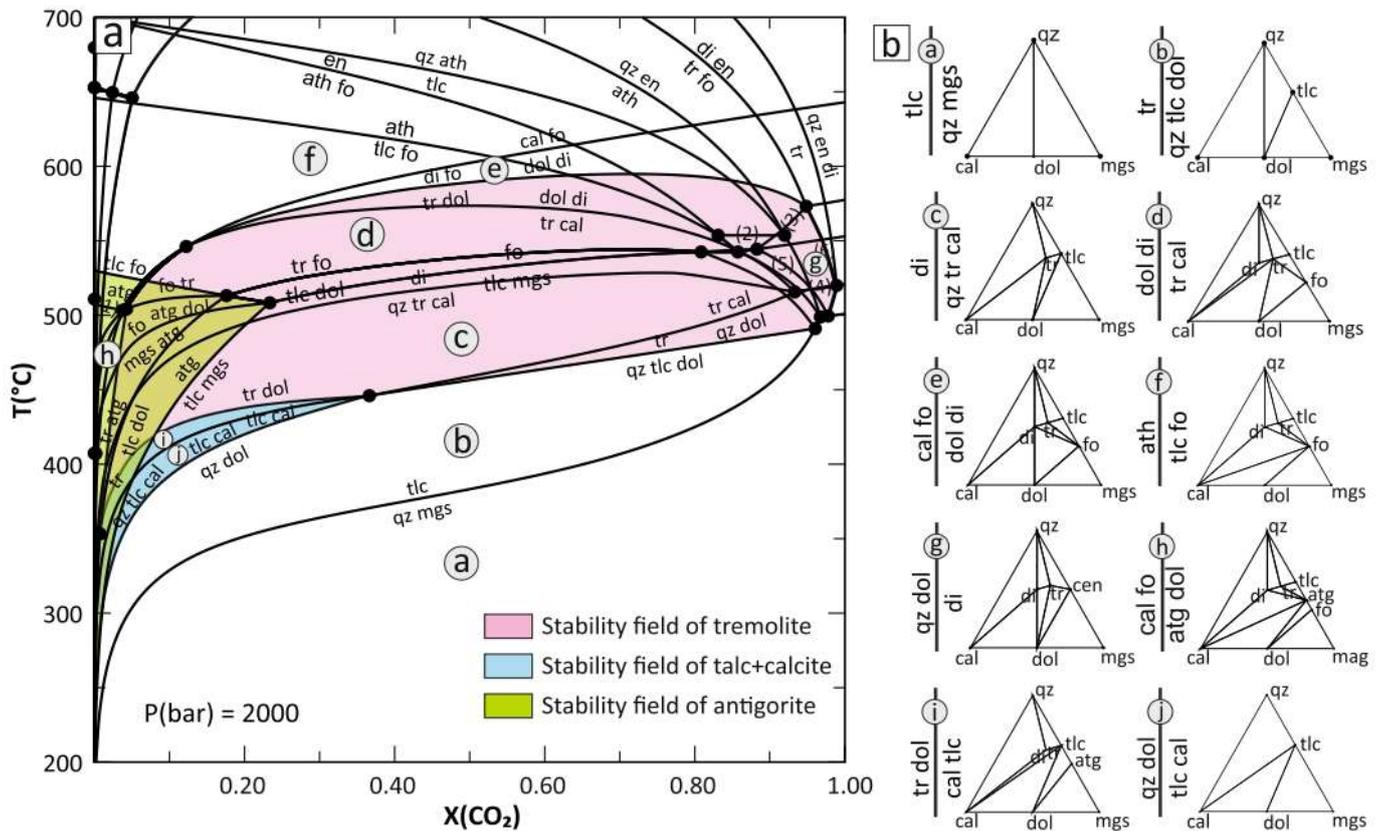


Fig. 13. (a) T-XCO₂ phase diagram in the system of CaO-MgO-SiO₂-H₂O-CO₂ at P = 2 kbar. Reactions indicated by numbered curves are as follows: (1) di atg = fo tr; (2) en tlc = ath; (3) dol en = fo tr; (4) qz dol = di; (5) mgs tr = dol en; (6) dol tr = en di. (b) Phase compatibility diagrams showing the potential mineral assemblages in some representative fields of Fig. 13a. All mineral abbreviations are after Whitney and Evans (2010).

Ca during hydrothermal reaction.

Distal from the granitic body tremolite was never observed and talc has a tabular habit. This probably argues that talcites 2 (those with tabular talc) never reached the stability field of tremolite and were formed at temperature below 350 °C (Fig. 14c). We suggest that this tabular talc forms by reaction between dolomite and silica-rich hydrous fluids and/or detrital quartz in the presence of H₂O to form talc according to the following reaction (Skippen, 1971):



The latter is often proposed to form talc by prograde hydrothermal reaction involving either SiO₂ from quartz or in an aqueous fluid, although the speciation of some elements required in the structure of talc (Si, Mg, H) is sometimes different (Shin and Lee, 2003; de Parseval et al., 2004). In the case of Nkob, quartz is observed in the barren, unmetamorphosed dolostone, suggesting that SiO₂ necessary to form Talc was already present in the precursor. Nevertheless, the SiO₂ and H₂O contents of talcrite are too high compared to unmetamorphosed dolomite (Fig. 12a), suggesting that these rocks were pervasively transformed hydrothermal circulation that resulted in extra input of SiO₂ and H₂O.

The mineralogical composition of green veins formed during the retrograde hydrothermal stage and the information gathered with T-XCO₂ sections suggest that fluids reacting with the rocks were mostly hydrous, with XCO₂ below 0.4 (presumably 0.2; Fig. 13) and high dissolved Si contents. Fluid inclusion were observed in some calcite crystals associated with green serpentine veins, but their size (<30 μm and most often around 10 μm) do not allow to perform a microthermometry-based determination of their composition.

The very late, low temperature hydrothermal overprint is responsible for the formation of chlorite after phlogopite (Yau and Nakatani,

1984; Chabu, 1995; Sinaei-Esfahani, 2013), the crystallization of iron sulphides and oxides, as well as the formation of chrysotile veins.

7.3. Comparison with other talc deposits

Nkob belongs to the class of carbonate-hosted deposits formed in the contact aureole of a silicic pluton (Fig. 3). Transformation of dolostone into marble occurred by heat transfer from the pluton to the host sedimentary series and by infiltration of H₂O-Si-rich fluids most probably derived from the cooling granite. Silicon needed to form magnesian silicates in marbles originates both from a detrital silicate fraction within the dolomitic precursor but also by addition of external Si during hydrothermalism (Fig. 12a) as it is classically proposed in similar context worldwide (Anderson et al., 1990; Bucher and Grapes, 2011; Schandl et al., 1999; Cook and Bowman, 2000; Shin and Lee, 2002; Tahir et al., 2018). Temperatures needed to form olivine in marble not affected by hydrothermalism near the granite are around 450–600 °C (Fig. 14). Talc 1 formed by retrogression of tremolite around 350–500 °C (Fig. 15) while talc 2 probably formed by reaction between dolomite and aqueous Si-rich fluids at temperature < 350 °C (Fig. 15). These characteristics are very comparable to talc deposits formed from carbonates within a contact aureole, especially the Korean, Egypt and Afghanistan occurrences (Schandl et al., 1999; Shin and Lee, 2002; Tahir et al., 2018) where tremolite is involved in the generation of talc during retrogression and hydrothermalism of calc-silicate rocks. However, the absence of calc-silicate rocks (Ca-Si rich rocks, often rich in diopside, tremolite with accessory wollastonite) in Nkob is at variance with the occurrences studied by Shin and Lee (2002). Maximum SiO₂ content in marbles and talcrite from Nkob are below 26 wt% while it reaches up to 56% in South Korean occurrences (Shin and Lee, 2002). In this latter case study, the authors interpreted the calc-silicate rocks as a product of

Table 3
Bulk rock major element contents of representative rocks from the deposit.

Samples	NK 51	DN 20	DN 36	DN 40	DN 38	DN 49	DN 43	NK 132	TN 24	TN 96	NK 44	MN 01	NK 120	MZ 01	MZ 04
Lithology	Dolostone	Dolostone	Black marble	Black marble	Black-green marble	Black-green marble	Green marble	Talcite	Talcite	Talcite	Metapelite	Metapelite	Metapelite	Granite	Granite
SiO ₂ (wt%)	1.98	15.13	1.85	3.98	14.33	11.04	25.99	18.74	24.47	26.10	66.45	72.10	81.03	75.13	74.04
FeO ₂	< LOD	< LOD	< LOD	< LOD	0.13	< LOD	0.02	0.06	0.02	0.02	0.69	0.64	0.43	0.18	0.16
Al ₂ O ₃	0.54	0.22	0.28	0.39	3.59	0.66	0.69	2.39	0.62	0.71	18.41	15.52	10.19	13.21	12.99
FeOtot	0.09	0.64	0.60	0.52	1.17	0.72	1.32	0.55	0.57	0.71	2.73	1.49	0.70	0.62	2.09
MnO	0.22	0.53	0.06	0.12	0.08	0.09	0.05	0.07	0.04	0.05	< LOD	< LOD	< LOD	< LOD	< LOD
MgO	35.80	17.07	21.24	12.74	15.88	10.72	23.61	34.34	32.18	30.52	0.13	0.11	0.08	0.20	0.15
CaO	< LOD	0.03	< LOD	< LOD	< LOD	< LOD	< LOD	< LOD	0.04	0.05	0.26	0.13	0.06	4.50	3.39
Na ₂ O	< LOD	0.07	< LOD	< LOD	0.78	< LOD	0.08	< LOD	0.22	0.04	6.76	5.95	4.30	4.53	5.58
K ₂ O	< LOD	< LOD	< LOD	< LOD	< LOD	< LOD	< LOD	< LOD	< LOD	0.10	< LOD	< LOD	< LOD	< LOD	< LOD
P ₂ O ₅	< LOD	< LOD	< LOD	< LOD	< LOD	< LOD	< LOD	< LOD	< LOD	27.00	2.76	2.81	2.78	0.81	0.76
LOI	44.22	39.43	45.11	41.99	32.04	35.41	25.36	96.76	98.83	99.19	100.01	99.29	100.08	99.45	98.90
Total	98.76	98.87	98.80	98.97	99.34	98.97	99.26	98.76	98.83	99.19	100.01	99.29	100.08	99.45	98.90
H ₂ O total	0.48	0.51	0.35	0.67	3.68	3.40	6.96	3.16	2.37	2.72	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CO ₂ total	42.75	38.88	42.08	42.24	28.45	32.60	19.15	27.45	25.15	23.88	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

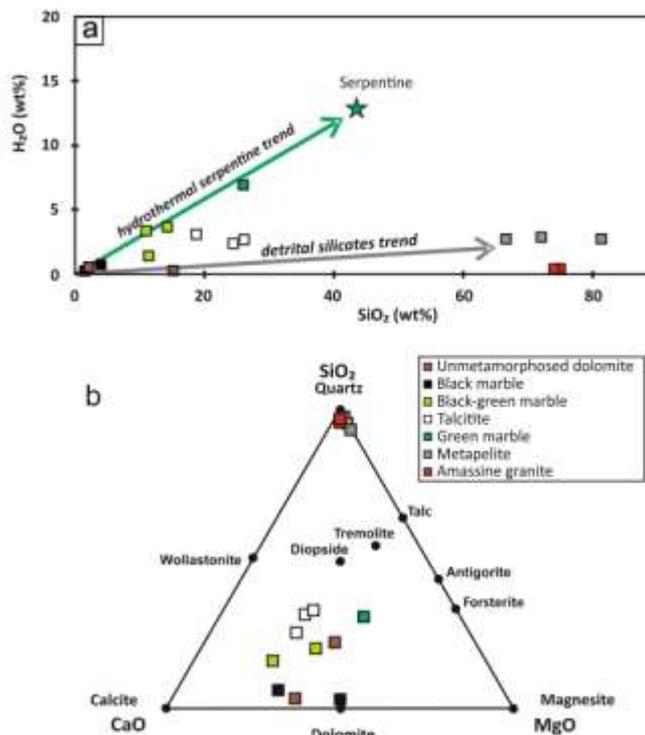


Fig. 12. a) Variation diagrams of SiO₂ vs H₂O measured in bulk rocks of the deposit. The green star represents pure Mg-serpentine composition. b) Molar CaO-MgO-SiO₂ (+H₂O + CO₂) ternary diagram showing the bulk chemical compositions and main minerals of the rocks investigated in this study. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

tremolite + phlogopite. Such assemblages are commonly described in contact aureole involving impure dolostones where temperature reached amphibolite facies conditions near the intrusion (Rice, 1977; Holness, 1997; Noh et al., 2020).

The hydrothermal retrograde stage (T^o < 520 °C) is defined by the formation of hydrous silicate phases (serpentine, chlorite, talc) and calcite overprinting high-temperature assemblages crystallized in veins and within the rocks along grain boundaries (Fig. 17b). Serpentine formed below 520 °C (Fig. 14) while talc is stable below 350 °C in green marbles and below 500 °C in talcites. This event requires the introduction of H₂O-Si fluids (probably derived from the granite) to account for the following replacement of olivine by serpentine, talc crystallization after tremolite and chlorite after phlogopite (Fig. 17b). As the minerals in veins (serpentine-calcite-phlogopite ± talc) are similar to assemblages characterizing the hydrothermal retrograde stage, we suggest that reactive fluid infiltration occurred below 500 °C, during retrogression. Calculated modal proportion during temperature decrease at a fixed pressure (here fixed at 2 kbar; Fig. 15) show that olivine reacts with dolomite and tremolite to form calcite and antigorite in marbles (500–530 °C in Fig. 15a).

As suggested by talcite bulk composition (Fig. 12a), infiltration of the fluids into marbles containing tremolite, led to the formation of calcite + talc assemblage after tremolite + dolomite according to the reaction (1) at a temperature around 350–500 °C (Figs. 14 and 15). This explains the formation of acicular talc in talcites 1 preserving some relics of tremolite (Fig. 6e and 9a). The following retrograde reaction (not equilibrated) can be suggested following the results presented in Fig. 15b:



Shin and Lee (2002) also proposed that tremolite destabilize to form talc between 380 and 400 °C, but with associated loss of Mg and gain of

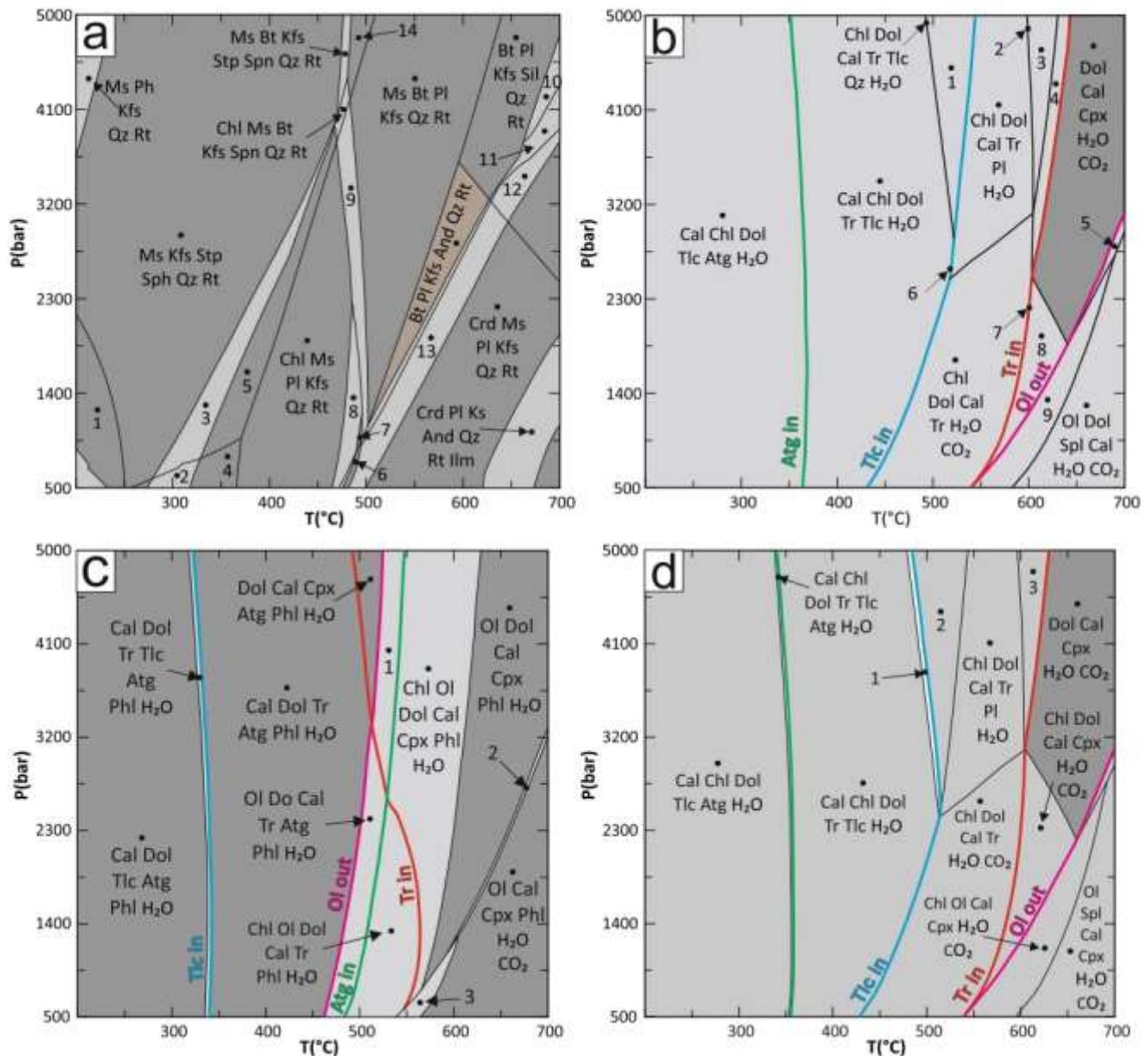


Fig. 14. P-T pseudosections calculated with *Perple_X* using bulk composition for Nkob deposit rocks. Pseudosections were calculated with fixed amounts of H₂O and CO₂ except for the metapelites for which H₂O is considered in excess. (a) pseudosections calculated with *Perplex* program using bulk composition for a metapelite from Nkob (sample NK44). The peak metamorphic assemblage field is shaded in orange. (b) P-T pseudosection calculated for a black marble (sample DN40). (c) P-T pseudosection calculated for a green marble (sample DN43). (d) P-T pseudosection calculated for a talcrite (sample NK113). All mineral abbreviations are after Whitney and Evans (2010). (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

decarbonation and Si-metasomatism from the original dolomite during the prograde stage. At Nkob silicification and decarbonation were not observed during the prograde stage, addition of Si (and H₂O) occurred during retrograde hydrothermalism and led to the formation of serpentine + phlogopite veins with calcite reaction zones (Fig. 11a) at temperature < 520 °C (the upper boundary for stability of serpentine) but also replacement of dolomite by calcite and hydrous magnesian silicates along grain boundaries (Fig. 8a).

Many talc deposits are linked to the development of faults or shear zones concomitant with hydrothermalism, as for example at Trimouns in France (de Parseval et al., 2004), Lassing and Rabenwald in Germany (Prochaska, 1989); Göpfersgrün in Germany (Hecht et al., 1999) and Puebla de Lillo in Spain (Torros and Spiro, 2000). These deposits usually record lower temperature of metamorphism/hydrothermalism (generally < 400 °C; Hecht et al., 1999; Moine et al., 1989), which, however,

can reach up to 550 °C when formed at higher pressure (up to 9 kbar; Moine et al., 1989). The mineralogy of these deposits is also quite different. Tremolite and serpentine are rare or absent while chlorite is generally a very abundant mineral associated with talc (Prochaska, 1989; Moine et al., 1989; de Parseval et al., 2004). At Nkob, chlorite is common but rather as minor component and most often related to the retrogression of phlogopite. These major differences are the consequences of metasomatic processes exerting a major control on talc deposits linked to faults or shear zones and to the presence of aluminous schists near the channels localizing hydrothermal circulations. For example, the Trimouns talc and chlorite ores formed during a rifting episode where high geothermal gradient combined to active tectonics triggered/enhanced fluid circulation and put into contact micaschists, schists and magnesian carbonates. Talc formed after metasomatic transformation of dolomitic carbonates while aluminous schists

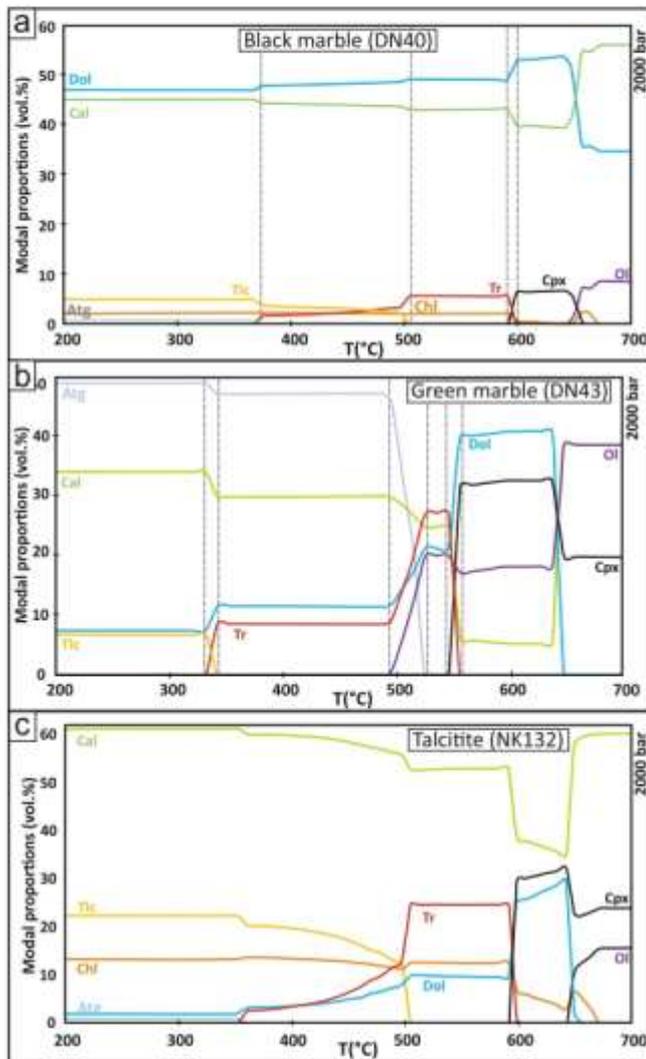


Fig. 15. Modal composition as a function temperature diagram at 2 kbar pressure, showing the evolution of assemblages for the bulk rock composition of: (a) black marble, (b) green marble, (c) talcrite (see text for explanations). (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

transformed into chlorite-rich layers (Schärer et al., 1999; de Parseval et al., 2004; Boutin et al., 2016; Boutin, 2016). The source of Mg to form talc was expected to be the proximal exhumed mantle (Moine et al., 1989) but more recent data suggest that, alternatively, it came from proximal dolomitic carbonates (Boutin, 2016).

The Nkob talc deposit remains truly unique in that it hosts a mixture of two types of talc formed by two different processes. Acicular talc 1 formed near the granite after retrogression of acicular tremolite formed bet. Tabular talc formed in the outer aureole by reaction between dolomite and silica-aqueous fluids at temperatures below 350 °C (Figs. 14 and 15). This difference with other deposits is due to the stability of tremolite over diopside in the inner aureole of the Amassine granite. Diopside forms at temperatures above 550–600 °C while tremolite is stable below 550–600 °C (Fig. 14); this observation suggests that temperature in the aureole probably did not exceed 550–600 °C. Second, chlorite is a minor mineral at Nkob compared to other talc-chlorite deposits hosted by metasedimentary rocks. Hydrothermal circulations have not affected aluminous schist as it is the case at Trimouns (de Parseval et al., 2004). Third, it should be noted that one of the main problems of talc deposits worldwide (whether in a carbonate or ultra-basaltic environment) is the presence of asbestos minerals such as

stages	Sedimentary	High-temperature	Retrograde hydrothermal
Minerals			
Dolomite			
Calcite			
Quartz			
K-Feldspar			
Forsterite			
Diopside			
Phlogopite			
Tremolite			
Serpentine			
Talc			
Chlorite			
Chrysotile			

Fig. 16. Simplified paragenetic sequence of the Nkob talc deposit. Line thickness represents the relative abundance of minerals in each stage (thick: major, thin: minor, dotted: accessory).

chrysotile and amphibole mixed with talc (Van Gosen et al., 2004). Amphibole is associated to Talc at Nkob but it is characterized by an acicular or tabular habit. Chrysotile is never mixed to Talc, it is restricted to cm- to dm-thick pure veins near the contact with the granite. Careful mining avoiding areas where chrysotile is present should eliminate the health risks associated with the presence of asbestos minerals

8. Conclusions and perspectives

The Nkob talc deposit formed in the contact aureole of the 614 Ma Amassine Ediacaran granite that intruded the siliceous dolostone and metapelites of the Taghdout Group. Two metamorphic stages were defined for the formation of the deposit: (1) a high temperature stage roughly constrained at $T > 450$ °C, for which metamorphic markers are only preserved in the northwest part of the deposit in contact with the intrusion, and (2) a low temperature hydrothermal stage that occurred in greenschist facies conditions (<520 °C) and was marked by the interaction with aqueous silica-rich fluids responsible for extensive formation of hydrous minerals including serpentine, talc, tremolite, phlogopite and the talc-calcite association of talcrites. The nature of the contact metamorphic rocks are controlled by P-T conditions, protolith composition but also by fluid-rock interaction. Black marbles represent nearly pure dolostones unaffected by hydrothermal veining while green marbles have been percolated by hydrous silica-rich fluids forming serpentine-rich domains in the dolomitic matrix or in veins. Talcrite precursor is probably a siliceous dolostone that was subsequently enriched in H_2O-SiO_2 through interaction with aqueous fluids. Talc in talcrite ores has two origins: (1) retrogressive breakdown of tremolite in a temperature range between 350 °C and 500 °C (acicular talc - inner contact aureole), and (2) reaction of dolomite with silica-aqueous fluids (or quartz and water) at $T < 350$ °C (tabular talc - outer contact aureole).

Two major unknowns remain after this first investigation. (1) The precise nature and the origin of the aqueous fluid phase should be determined using extensive study on microthermometry, Raman spectroscopy and LA-ICP-MS on fluid inclusions if some with sufficiently large diameter are found (>30 μm). This will help discriminate if the fluid was exsolved from the cooling granite or sourced from dehydration of the host metapelites and/or decarbonation of dolomites. (2) Although the Nkob deposit formed within the contact aureole of an Ediacaran granite, fluid circulations could have been renewed/revived by Variscan orogeny. This is proposed for some metallic deposits in the Anti-Atlas for which radiometric geochronology sometimes yielded Paleozoic

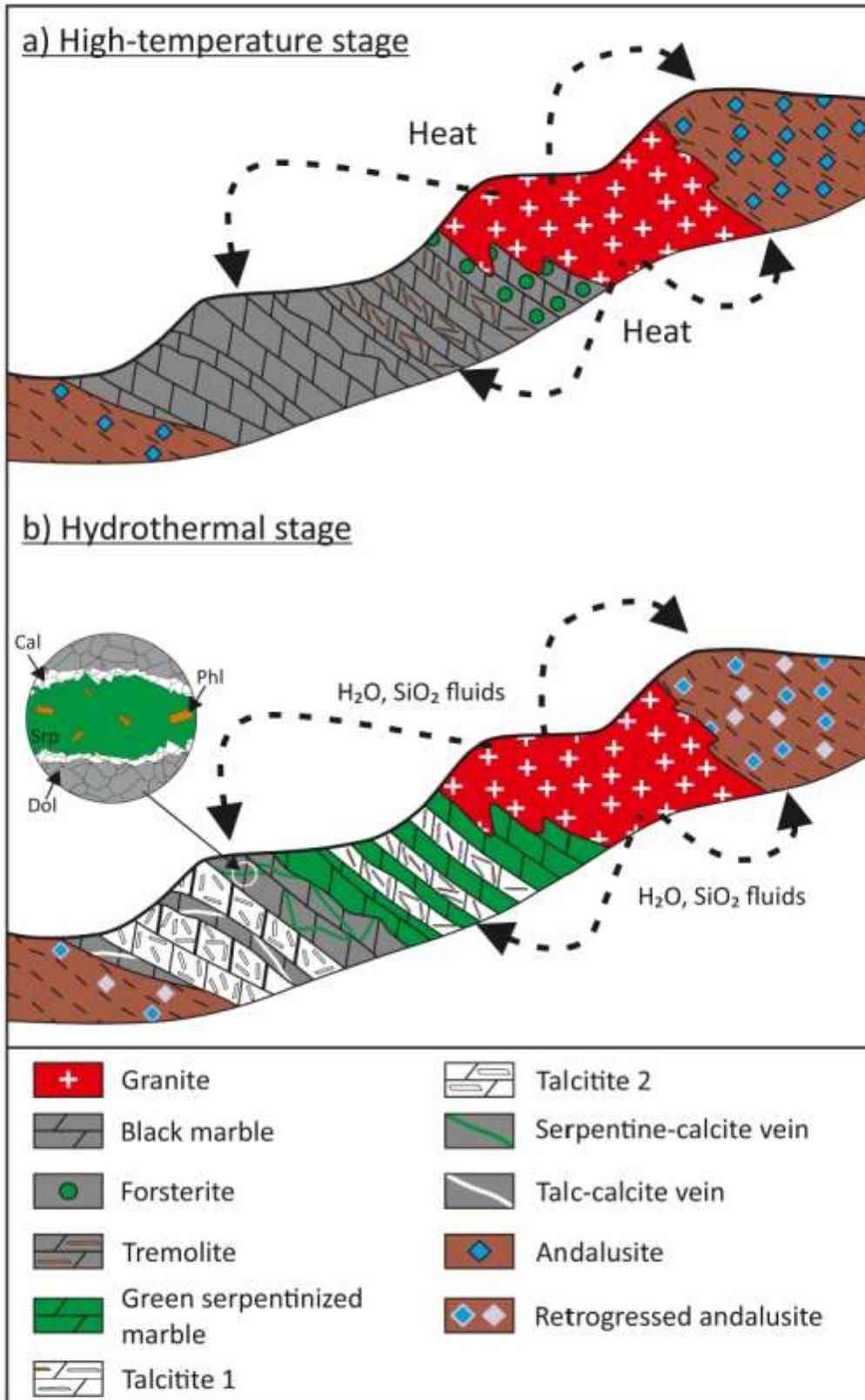


Fig. 17. Conceptual genetic model for talc formation and refinement in the Nkob deposit. a) High temperature stage controlled by heat transfer during granite emplacement. b) Hydrothermal stage controlled by fluid infiltration during granite cooling. The inset show the details of a serpentinite vein as found in black-green and green marbles. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

formation or reworking ages. Hence, a thermochronological investigation involving dating with several radiochronological systems characterized by different closure temperatures and variable sensitivity to system opening during fluid circulation will reveal if the Variscan event contributed to a potential reworking of talc at Nkob.

Declaration of Competing Interest

The authors declare that they have no known competing financial interests or personal relationships that could have appeared to influence the work reported in this paper.

Acknowledgements

This research received funding from the PHC TOUBKAL 2019 N° TBK19/90 (CNRST-CNRS bilateral program) and CNRS INSU/TELLUS program through a CESSUR grant. A.T. acknowledges support from the Université Claude Bernard de Lyon with the "BQR Accueil EC 2021" and the CLIM-ARC project. Mounir Driss from El Jadida, and Omar from Marrakech are thanked for making thin sections and polished thin sections. Thierry Aigouy helped with SEM observations and Ludovic Menjot provided his expertise in XRD analysis. Fabienne de Parseval has done an exceptional job in making polished thin sections containing talc.

Appendix A. Supplementary data

Supplementary data to this article can be found online at <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2021.104629>.

References

- Abati, J., Aghzay, A.M., Gerdes, A., Ennih, N., 2010. Detrital zircon ages of Neoproterozoic sequences of the Moroccan Anti-Atlas belt. *Prec. Res.* 181 (1–4), 115–128. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2010.05.018>.
- Abia et al., 2011. Editions du Service Géologique du Maroc 2011. 9 volumes.
- Anderson, D.L., Mogk, D.W., Childs, J.F., 1990. Petrogenesis and timing of talc formation in the Ruby Range, southwestern Montana. *Econ. Geol.* 85 (3), 585–600. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.85.3.585>.
- Anovitz, L.M., Essene, E.J., 1987. Phase relations in the system CaCO₃-MgCO₃-FeCO₃. *J. Petrol.* 28, 389–414. <https://doi.org/10.1093/petrology/28.2.389>.
- Blein, O., Baudin, T., Chevremont, P., Soulaïmani, A., Admou, H., Gasquet, P., Cocherie, A., Egal, E., Youbi, N., Razin, P., Bouabdellil, M., Gombert, P., 2014. Geochronological constraints on the polycyclic magmatism in the Bou Azzer-El Graara inlier (central Anti-Atlas Morocco). *J. Afr. Earth Sci.* 99, 287–306. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2014.04.021>.
- Blount, A.M., Vassiliou, A.H., 1980. The mineralogy and origin of the talc deposits near Winterboro, Alabama. *Econ. Geol.* 75, 107–116. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.75.1.107>.
- Bouougri, E.H., Ait Lahna, A., Tassinari, C.C.G., Bazei, M.A.S., Youbi, N., Admou, H., Saquaque, A., Boumehdi, A., Mancha, L., 2020. Time constraints on early Tonian Rifting and Cryogenian Arc terrane-continent convergence along the northern margin of the West African craton: insights from SHRIMP and LA-ICP-MS zircon geochronology in the Pan-African Anti-Atlas belt (Morocco). *Gond. Res.* 85, 169–188. <https://doi.org/10.1016/j.jgr.2020.03.011>.
- Bouougri, E.H., Saquaque, A., 2004. Lithostratigraphic framework and correlation of the Neoproterozoic northern West African Craton passive margin sequence (Siroua-Zenaga-Bouazzer Elgraara inliers, central Anti-Atlas, Morocco): an integrated approach. *J. Afr. Earth Sci.* 39 (3–5), 227–238. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2004.07.045>.
- Boutin, A., de Saint Blanquat, M., Poujol, M., Boulvais, P., de Parseval, P., Rouleau, C., Robert, J.-F., 2016. Succession of Permian and Mesozoic metasomatic events in the eastern Pyrenees with emphasis on the Trimouns talc-chlorite deposit. *Int. J. Earth Sci.* 105 (3), 747–770. <https://doi.org/10.1007/s00531-015-1223-x>.
- Boutin, A., 2016. Étude des conditions de formation du gisement de talc-chlorite de Trimouns (Ariège, France). Université de Toulouse. Unpublished PhD thesis.
- Bucher, K., Grapes, R., 2011. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks* 8th Edition, Springer. ISBN: 978-3-540-74168-8.
- Bucher-Nurminen, K., 1981. The formation of the metasomatic reaction veins in dolomitic marble roof pendants in the Bergell intrusion (Province Sondrio, northern Italy). *Am. J. Sci.* 281, 1197–1222. <https://doi.org/10.2475/ajs.281.9.1197>.
- Bucher-Nurminen, K., 1988. Compositional variation of phlogopite in a marble sample: implications for geological thermobarometry. *J. Metam. Geol.* 6, 667–672. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.1988.tb00447.x>.
- Burkhard, M., Carigt, S., Helg, U., Robert-Charvot, C., Soulaïmani, A., 2006. Tectonics of the Anti-Atlas of Morocco. *Compt. Rendus Geosci.* 338 (1–2), 11–24. <https://doi.org/10.1016/j.crs.2005.11.012>.
- Cohen, L., Spelling, N.J., Delhal, J., Vail, J.R., 1984. *The Geochronology and Evolution of Africa*. Clarendon Press, Oxford, United Kingdom. p. 512. DOI: 10.1017/S0016756800031666.
- Carignan, J., Hild, P., Mevelle, G., Morel, J., Yeghicheyan, D., 2001. Routine analyses of trace elements in geological samples using flow injection and low pressure on-line liquid chromatography coupled to ICP-MS: a study of geochemical reference materials BR, DR-N, UB-N, AN-G and GH. *Geostand. Geonol. Res.* 25, 187–198. <https://doi.org/10.1111/j.1751-905X.2001.tb00595.x>.
- Chabu, M., 1995. *The Geochemistry Of Phlogopite And Chlorite From The Kipushi Zn-Pb-Cu Deposit, Shaba, Zaire*. *Can. Mineral.* 33, 547–558.
- Clauer, N., 1976. Géochimie isotopique du strontium des milieux sédimentaires. Application à la géochronologie du craton ouest-africain. *Mem. Sci. Géol. Strasbourg* 45, 256 p.
- Connolly, J.A.D., 2009. The geodynamic equation of state: What and how. *Geochemistry, Geophys. Geosystems* 10 (10), n/a–n/a. <https://doi.org/10.1029/2009GC002540>.
- Connolly, J.A.D., 1990. Multivariable phase diagrams - an algorithm based on generalized thermodynamics. *Am. J. Sci.* 290 (6), 666–718. <https://doi.org/10.2475/ajs.290.6.666>.
- Cook, S.J., Bowman, J.R., 2000. Mineralogical Evidence for Fluid-Rock Interaction Accompanying Prograde Contact Metamorphism of Siliceous Dolomites: Alta Stock Aureole, Utah, USA. *J. Petrol.* 41 (6), 739–757. <https://doi.org/10.1093/petrology/41.6.739>.
- de Parseval, P., 1992. Étude minéralogique et géochimique du gisement de talc et chlorite de Trimouns (Thèse de Doctorat). - Paul Sabatier, Université Toulouse III.
- de Parseval, P., Jiang, S., Fontan, F., Wang, R., Martin, F., Ferezet, J., 2004. *Geology and ore genesis of the Trimouns talc chlorite ore deposit*. *Acta Petrologica Sinica* 20 (4), 877–886.
- El-Boukhari, A., 1991. Magmatisme et métasédiments associés du Protérozoïque supérieur de la zone de N'Kob (Siroua SE, Anti-Atlas central, Maroc). Une ophiolite formée et mise en place sur la marge du craton ouest-africain. Unpublished thesis, Université Cadi Ayyad, Faculté des Sciences, Marrakech, Maroc, p. 485.
- Diener, J.F.A., Powell, R., White, R.W., Holland, T.J.B., 2007. A new thermodynamic model for clino- and orthoamphiboles in the system Na₂O-CaO-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O-O. *J. Metam. Geol.* 25, 631–656. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2007.00720.x>.
- El-Khanchaoui, T., Lahman, M., El-Boukhari, A., El-Beraouzi, H., 2001. Les granitoides néoproterozoïques de Khzama, Anti-Atlas central, Maroc: marqueurs de l'évolution d'un magmatisme d'arc à un magmatisme alcaline. *J. Afr. Earth Sci.* 32 (4), 655–676. [https://doi.org/10.1016/S0899-5362\(02\)00047-7](https://doi.org/10.1016/S0899-5362(02)00047-7).
- El-Sharkawy, M.F., 2000. Talc mineralization of ultramafic affinity in the Eastern Desert of Egypt. *Mineral. Dep.* 35 (4), 346–363. <https://doi.org/10.1007/s001260050246>.
- Ennih, N., Liégeois, J.-P., 2001. The Moroccan Anti-Atlas: The West African craton passive margin with limited Pan-African activity. Implications for the northern limit of the craton. *Precamb. Res.* 112, 299–302. [https://doi.org/10.1016/S0301-9269\(01\)00195-4](https://doi.org/10.1016/S0301-9269(01)00195-4).
- Ennih, N., Liégeois, J.P., 2008. The boundaries of the West African craton, with special reference to the basement of the Moroccan metacraton Anti-Atlas belt. *Geol. Soc. Lond., Spec. Pub.* 297 (1), 1–17. <https://doi.org/10.1144/SP297.1>.
- Ermami, E., Linnemann, U., Hofmann, M., Gärtner, A., Zieger, J., Gärtner, J., Mende, K., El Kabouri, J., Gasquet, D., Ennih, N., 2021. From Pan-African transpression to Cadomian transtension at the West African margin: New U-Pb zircon ages from the Eastern Saghro inlier (Anti-Atlas, Morocco). *Geol. Soc. Lond. Spec. Pub.* 503 (1), 209–233. <https://doi.org/10.1144/SP503-2020-105>.
- Fuhrman, M.L., Lindley, D.H., 1988. Ternary feldspar modeling and thermometry. *Am. Mineral.* 73, 201–215.
- Gasquet, D., Ennih, N., Liégeois, J.P., Soulaïmani, A., Michard, A., 2008. The Pan-African belt. In: Michard, A., Saïdiq, O., Chalouan, A., Frizon de Lamotte, D. (Eds.), *Continental Evolution: The Geology of Morocco*. Lecture Notes in Earth Sciences 116. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, pp. 33–64. DOI: 10.1007/978-3-540-77076-3_2.
- Gasquet, D., Levresse, G., Cheillet, A., Azizi-Samir, M.R., Moutnqi, A., 2005. Contribution to a geodynamic reconstruction of the Anti-Atlas (Morocco) during Pan-African times with the emphasis on inversion tectonics and metallogenic activity at the Precambrian-Cambrian transition. *Prec. Res.* 140 (3–4), 157–182. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2005.06.009>.
- Greenwood, W., 1996. *A mineralogical analysis of fibrous talc*. University of Maryland, College Park. p. 162 pp. Unpublished MSc Thesis.
- Hecht, L., Freiberger, R., Gilg, H.A., Grundmann, G., Kostitsyn, Y.A., 1999. Rare earth element and isotope (C, O, Sr) characteristics of hydrothermal carbonates: genetic implications for dolomite hosted talc mineralization at Göppfersgrün (Fichtelgebirge, Germany). *Chem. Geol.* 155 (1–2), 115–130. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(98\)00144-2](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(98)00144-2).
- Hefferan, K., Soulaïmani, A., Samson, S.D., Admou, H., Inglis, J., Saquaque, A., Latifa, C., Heywood, N., 2014. A reconsideration of Pan African orogenic cycle in the Anti-Atlas Mountains, Morocco. *J. Afr. Earth Sci.* 98, 34–46. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2014.03.007>.
- Hodet, F., Triantafyllou, A., Berger, J., Macouin, M., Baele, J.M., Martelli, N., Moonzer, C., Trindade, R.L.F., Duca, M.N., Chahir, A., Ennih, N., Langlade, J., Poujol, M., 2020. The Moroccan Anti-Atlas ophiolites: Timing and melting processes in an intra-oceanic arc-back-arc environment. *Gond. Res.* 86, 182–202. <https://doi.org/10.1016/j.jgr.2020.05.014>.
- Holland, T.J.B., Powell, R., 1996. Thermodynamics of order-disorder in minerals. *Am. Mineral.* 81, 1425–1437. <https://doi.org/10.2138/am-1996-11-1214>.
- Holland, T.J.B., Powell, R., 1998. An internally-consistent thermodynamic dataset for phases of petrological interest. *J. Metam. Geol.* vol. 16 (pg. 309–344). <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.1998.00140.x>.

- Holland, T.J.B., Powell, R., 2011. An improved and extended internally consistent thermodynamic dataset for phases of petrological interest, involving a new equation of state for solids. *J. Metam. Geol.* 29, 333–383. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2010.00923.x>.
- Holness, M.B., 1997. Geochemical self-organization of olivine-grade contact-metamorphosed chert nodules in dolomite marble, Kilchrist. *Skye. J. Metam. Geol.* 15 (6), 765–775. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.1997.00050.x>.
- Ikeme, M., Soderlund, U., Ernst, R., Pin, C., Youbi, N., El Aouli, E.H., 2017. A c. 1710 Ma mafic sill emplaced into a quartzite and calcareous series from Iggherm, Anti-Atlas, Morocco: evidence that the Tighdout passive margin sedimentary group is nearly 1 Ga older than previously thought. *J. Afr. Earth Sci.* 127, 113–135. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2016.08.020>.
- Li, C., Wang, R., Lu, X., Zhang, M., 2013. Mineralogical characteristics of unusual black talc ores in Guangfeng County, Jiangxi Province, China. *Appl. Clay Sci.* 74, 37–46. <https://doi.org/10.1016/j.clay.2012.12.004>.
- Moine, B., Fortune, J.P., Moreau, P., Viguer, F., 1989. Comparative mineralogy, geochemistry and conditions of formation of two metasomatic talc and chlorite deposits: Trimouns (Pyrenees, France) and Rabenwald (Eastern Alps, Austria). *Econ. Geol.* 84, 1398–1416. <https://doi.org/10.2113/gseecongeo.84.5.1398>.
- Nonck, Y., Decarreau, A., Manceau, A., 1986. Spectroscopic and oxygen isotope evidence for low and high temperature origin of talc. *Bull. Minéral.* 109, 253–263. <https://doi.org/10.3406/bulmi.1986.7932>.
- Noh, J., Kim, C., Samuel, V.O., Jang, Y., Park, S.-I., Kwon, S., 2020. Fluid infiltration and mass transfer along a lamprophyre dyke-marble contact: an example from the south-western Korean peninsula. *Minerals* 10, 828. <https://doi.org/10.3390/min10090828>.
- Padron-Navarra, J.A., López Sánchez-Vizcaíno, V., Hermann, J., Connolly, J.A.D., Garrido, C.J., Gómez-Pugnaire, M.T., Marchesi, C., 2013. Tschermak's substitution in antigorite and consequences for phase relations and water liberation in high-grade serpentinites. *Lithos* 178, 186–196. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.02.001>.
- Prochaska, W., 1989. Geochemistry and genesis of Austrian talc deposits. *Appl. Geochem.* 4 (5), 511–525. [https://doi.org/10.1016/0883-2927\(89\)90008-5](https://doi.org/10.1016/0883-2927(89)90008-5).
- Prochaska, W., Mogessie, A., Raith, J.G., 1992. Formation of the talc deposit of Kibanda (Rwanda) and its relation to the regional metamorphic evolution. *J. Afr. Earth Sci.* 14 (4), 499–509. [https://doi.org/10.1016/0899-5362\(92\)90082-N](https://doi.org/10.1016/0899-5362(92)90082-N).
- Rice, J.M., 1977. Progressive metamorphism of impure dolomitic limestone in the Marysville aureole, Montana. *Am. J. Sci.* 277 (1), 1–24. <https://doi.org/10.1007/BF00374555>.
- Rieder, M., Cavazzini, G., D'yakov, Y.S., Frank-Kamenetskii, V.A., Gottardi, G., Guggenheim, S., Koval', P.V., Müller, G., Neiva, A.M.R., Radoulovich, E.W., Robert, J.L., Sassi, F.P., Takeda, H., Weiss, Z., Wones, D.R., 1999. Nomenclature of the micas. *Min. Mag.* 63, 267–279. <https://doi.org/10.1180/minmag.1999.063.2.13>.
- Samson, S.D., Inglis, J.D., D'Lemos, R.S., Admou, H., Blichert-Toft, J., Hefferan, K., 2004. Geochronological, geochemical, and Nd-Hf isotopic constraints on the origin of Neoproterozoic plagiogranites in the Tasirvine ophiolite, Anti-Atlas orogeny, Morocco. *Prec. Res.* 135 (1–2), 133–147. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2004.08.003>.
- Schandl, E.S., Gorton, M.P., Sharara, N.A., 2002. Eruptive Rocks, Their Genesis, Composition Classification and Their Reaction to Ore-Deposits, with a Chapter on Meteorites. *Nature* 34 (3–4), 259–273.
- Schandl, E.S., Sharara, N.A., Gorton, M.P., 1999. The origin of the Atshan talc deposit in the Hamata area, eastern desert, Egypt: a geochemical and mineralogical study. *Can. Mineral.* 37, 1211–1227.
- Schärer, U., de Parseval, P., Polvé, M., de Saint Blanquat, M., 1999. Formation of the Trimouns talc-chlorite deposit (Pyrenees) from persistent hydrothermal activity between 112 and 97 Ma. *Terra Nova* 11, 30–37. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3121.1999.00224.x>.
- Shand, S., 1927. On the relations between silica, alumina, and the bases in eruptive rocks, considered as a means of classification. *Geol. Mag.* 64, 446–449.
- Shin, D.B., Lee, I.S., 2002. Carbonate-Hosted Talc Deposits in the Contact Aureole of Igneous Intrusion (Hwanggangri Mineralized Zone, South Korea): geochemistry, phase relationships, and stable isotope studies. *Ore Geol. Rev.* 22, 17–39. [https://doi.org/10.1016/S0169-1368\(02\)00085-9](https://doi.org/10.1016/S0169-1368(02)00085-9).
- Simandl, G.J., Ogdén, D., 1999. Ultramafic-hosted talc-magnesite. In: Simandl, G.J., Hora, Z.D., Lefebvre, D.V. (Eds.), *Selected British Columbia mineral deposit profiles, V. 3. Industrial Minerals*. British Columbia Ministry of Energy and Mines.
- Sinasi-Esfahani, F., 2013. Localized metasomatism of Grenvillian marble leading to its melting, Autroute 5 near Old Chelsea, Quebec. McGill University, Montreal, Canada. Sc. thesis.
- Skippen, G., 1971. Experimental data for reactions in siliceous marbles. *J. Geol.* 79 (4), 457–481. <https://doi.org/10.3307/30063061>.
- Soulaimani, A., Ouannani, H., Saddiqi, O., Baidder, L., Michard, A., 2018. The Anti-Atlas Pan-African Belt (Morocco): Overview and pending questions. *Comptes Rendus Geosci.* 350, 279–288. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2018.07.002>.
- Tahir, M., Imai, A., Takahashi, R., Yano, S., 2018. Ore genesis and geochemical characteristics of carbonate-hosted talc deposits in nangarhar province, Afghanistan. *Res. Geol.* 68 (4), 352–372. <https://doi.org/10.1111/rge.12174>.
- Tesalina, S.G., Nimis, P., Augé, T., Zaykov, V.V., 2003. Origin of chromite in mafic-ultramafic-hosted hydrothermal massive sulfides from the Main Uralian Fault, South Urals, Russia. *Lithos* 70 (1–2), 39–59. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(03\)00090-2](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(03)00090-2).
- Thomas, R.J., Chevallier, L.P., Gresse, P.G., Harmer, R.E., Eglinton, B.M., Armstrong, R.A., de Beer, C.H., Martini, J.E.J., de Kock, G.S., Macey, P.H., Ingram, B.A., 2002. Precambrian evolution of the Sirwa window, anti-atlas orogen, Morocco. *Prec. Res.* 118 (1–2), 1–57. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(02\)00075-X](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(02)00075-X).
- Thomas, R.J., Felkka, A., Ennih, N., Errami, E., Loughlin, S.C., Gresse, P.G., Chevaki, L.P., Liegeois, J.P., 2004. A new lithostratigraphic framework for the Anti-Atlas Orogen, Morocco. *J. Afr. Earth Sci.* 39, 217–226. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2004.07.046>.
- Tornos, F., Spiro, B.F., 2000. The geology and isotope geochemistry of the talc deposits of Puebla de Lillo (Cantabrian Zone, Northern Spain). *Econ. Geol.* 95 (6), 1277–1296. <https://doi.org/10.2113/gseecongeo.95.6.1277>.
- Tosca, N.J., Macdonald, F.A., Straus, J.V., Johnston, D.T., Andrew, H.K., 2011. Sedimentary talc in neoproterozoic carbonate successions. *Earth Planet. Sci. Lett.* 306 (1–2), 11–22. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.03.041>.
- Toummite, A., Liegeois, J.P., Gasquet, D., Bruguier, O., Bernasconi, E.H., Ikeme, M., 2013. Field, geochemistry and Sr-Nd isotopes of the Pan-African granitoids from the Timout Valley (Sirwa, Anti-Atlas, Morocco): a post-collisional event in a tectonic setting. *Mineral. Petrol.* 107 (5), 739–763. <https://doi.org/10.1007/s00710-012-0245-3>.
- Triantafyllou, A., Berger, J., Baele, J.M., Diot, H., Ennih, N., Plissart, G., Monnier, C., Watlet, A., Bruguiere, O., Spagna, P., Vandycke, S., 2016. The Tachakoucht-Iris-Tourtit arc complex (Moroccan Anti-Atlas): Neoproterozoic records of polyphased subduction-accretion dynamics during the Pan-African orogeny. *J. Geodyn.* 96, 81–103. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2015.07.004>.
- Triantafyllou, A., Berger, J., Baele, J.M., Bruguiere, O., Diot, H., Ennih, N., Monnier, C., Plissart, G., Vandycke, S., Watlet, A., 2018. Intra-oceanic arc growth driven by magmatic and tectonic processes recorded in the Neoproterozoic Bougmene arc complex (Anti-Atlas, Morocco). *Prec. Res.* 304, 39–63. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2017.10.022>.
- Triantafyllou, A., Berger, J., Baele, J.M., Mattioli, N., Duca, M.N., Sterckx, S., Samson, S., Hodel, F., Ennih, N., 2020. Episodic magmatism during the growth of a Neoproterozoic oceanic arc (Anti-Atlas, Morocco). *Prec. Res.* 339, 105610. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2020.105610>.
- Tuduri, J., Chauvet, A., Barbanson, L., Bourdier, J.-L., Labriki, M., Ennaciri, A., Badra, L., Dubois, M., Ennaciri-Leloix, C., Sizaret, S., Maacha, L., 2018. The Jbel Saghro Au (-Ag, Cu) and Ag-Hg Metallogenic Province: Product of a Long-Lived Ediacaran Tectono-Magmatic Evolution in the Moroccan Anti-Atlas. *Minerals* 8, 592. <https://doi.org/10.3390/min8120592>.
- Van Gosen, B.S., Lowers, H.A., Sutley, S.J., Gent, C.A., 2004. Using the geologic setting of talc deposits as an indicator of amphibole asbestos content. *Environ. Geol.* 45 (7), 920–939. <https://doi.org/10.1007/s00254-003-0955-2>.
- Waldbaum, D.R., Thompson Jr., J.B., 1966. Mixing properties of sanidine crystalline solutions: II. Calculations based on volume data. *Am. Miner.* 53, 2000–2017.
- White, R.W., Powell, R., Holland, T.J.B., Johnson, T.E., Green, E.C.R., 2014. New mineral activity-composition relations for thermodynamic calculations in metapelite systems. *J. Metam. Geol.* 32 (3), 261–286. <https://doi.org/10.1111/jmg.12071>.
- White, R.W., Powell, R., Holland, T.J.B., 2001. Calculation of partial melting equilibria in the system Na₂O-CaO-K₂O-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O (NCKFMASH). *J. Metam. Geol.* 19, 139–153. <https://doi.org/10.1046/j.0263-4929.2000.00303.x>.
- Walsh, G.J., Benziane, F., Aleinikoff, J.N., Harisson, R.W., Yazidi, A., Burton, W.C., Quich, J.E., Sandane, A., 2012. Neoproterozoic tectonic evolution of the Jbel Saghro and BouAzzer-El Graam inliers, eastern and central Anti-Atlas, Morocco. *Prec. Res.* 216–219, 23–62. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2012.06.010>.
- Whitney, D.L., Evans, B.W., 2010. Abbreviations for Names of Rock-Forming Minerals. *Am. Mineral.* 95 (1), 185–187. <https://doi.org/10.2138/am.2010.3371>.
- Wölfler, A., Prochaska, W., Fritz, H., 2015. Shear zone related talc mineralizations in the Veitsch nappe of the eastern Greywacke Zone (Eastern Alps, Austria). *Aus. J. Earth Sci.* 108 (1), 50–72. <https://doi.org/10.17738/ajes.2015.0004>.
- Yalcin, H., Bozkaya, O., 2006. Mineralogy and geochemistry of ultramafic- and sedimentary-hosted talc deposits of Paleocene in the southern part of the Sivas basin. *Turkey. Clays Clay. Miner.* 54, 333–350. <https://doi.org/10.1346/CCMN.2006.0540305>.
- Yau, K.-W., Nakatani, K., 1984. Electrogenic Na-Ca exchange in retinal rod outer segment. *Nature* 311 (5987), 661–663. <https://doi.org/10.1038/311661a0>.
- Youbi, N., Kouyaté, D., Soderlund, U., Ernst, R., Soulaimani, A., Hafid, A., Ikeme, M., El Bahat, A., Bertrand, H., Rkha Chaham, K., Ben Abbou, M., Mortaji, A., El Ghorfi, M., Zouhair, M., El Janati, M., 2013. The 1750 Ma Magmatic Event of the West African Craton (Anti-Atlas, Morocco). *Prec. Res.* 236, 106–123. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2013.07.003>.

Chapitre V : Étude géochronologique

Le chapitre 5 est consacré à l'étude géochronologique. Le but étant de déterminer les relations temporelles entre la mise en place de l'intrusion granitique d'Amassine et l'événement hydrothermal associé responsable de la formation de la minéralisation talquée au sein de la zone de Nkob (Chapitre 5).

Parmi les nombreuses méthodes géochronologiques utilisées pour la datation des gisements (U/Pb, K/Ar, Ar/Ar, Sm/Nd, Rb/Sr...), deux ont été utilisées dans ce travail : la méthode U-Pb sur zircons de granite et de métapélite et la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur muscovites de métapélite et amphibole d'amphibolite.

I. Introduction

Quatre échantillons ont été sélectionnés en vue de ressortir des âges absolus permettant de contraindre la séquence chronologique de la formation de la minéralisation talquée au sein de la zone de Nkob.

Des datations U/Pb ont été effectuées sur des zircons provenant de deux roches. Le premier échantillon correspond au granite d'Amassine (AMA6). La datation de cette formation permettra d'obtenir un âge de mise en place et la cristallisation de ce stock granitique responsable du métamorphisme de contact dans la zone de Nkob. Le deuxième échantillon correspond à une métapélite (AMA12) située au contact du granite (auréole). Le but est de déterminer les différentes populations d'âges des zircons détritiques, de définir leur provenance (sources de sédimentation) et de mettre en évidence s'il y a un possible effet du métamorphisme de contact sur ces zircons.

Des datations par la méthode Ar/Ar sur des muscovites séparées de deux échantillons de métapélites (NK44 et MP07) situées dans l'auréole du granite et des amphiboles séparés à partir de l'amphibolite (DDN02) incluse au sein du gisement, ont été sélectionnés pour but de dater l'âge de fermeture du système de ces minéraux et le comparer avec les résultats obtenus par les méthodes U-Pb sur les zircons.

La localisation et la minéralogie des échantillons sont présentées dans le tableau de l'Annexe 1.

II. Géochronologie U/Pb sur zircon

1. Les zircons du granite d'Amassine

Nous avons effectué des datations U/Pb sur zircons sur un échantillon du granite d'Amassine (échantillon AMA6) (Figs. III-8, III-12). Cet échantillon contient du quartz, du feldspath potassique et du plagioclase comme phases majeurs (Fig. III-13).

Les cristaux de zircon mesurent généralement entre 100 et 200 μm . Ils présentent des formes automorphes à subautomorphes avec des terminaisons pointues. Les images obtenues par cathodoluminescence optique montrent de rares cœurs très luminescents, mais la plupart des zircons sont bleutés avec des zonations oscillatoires typiquement magmatiques (Fig. V-1).

Les grains de zircons analysés se caractérisent par de fortes teneurs en uranium, allant de 104 à 2462 ppm, ainsi que des teneurs en Th entre 45 et 2235 ppm. Ils affichent également des rapports Th/U élevés, compris entre 0.21 et 1.27. L'ensemble de ces observations indique une origine magmatique de ces grains.

Un total de 24 analyses a été réalisé sur les zircons de l'échantillon AMA6 (voir méthodologie en Chapitre 2). Les résultats analytiques sont présentés dans le tableau 1 de l'Annexe 5.

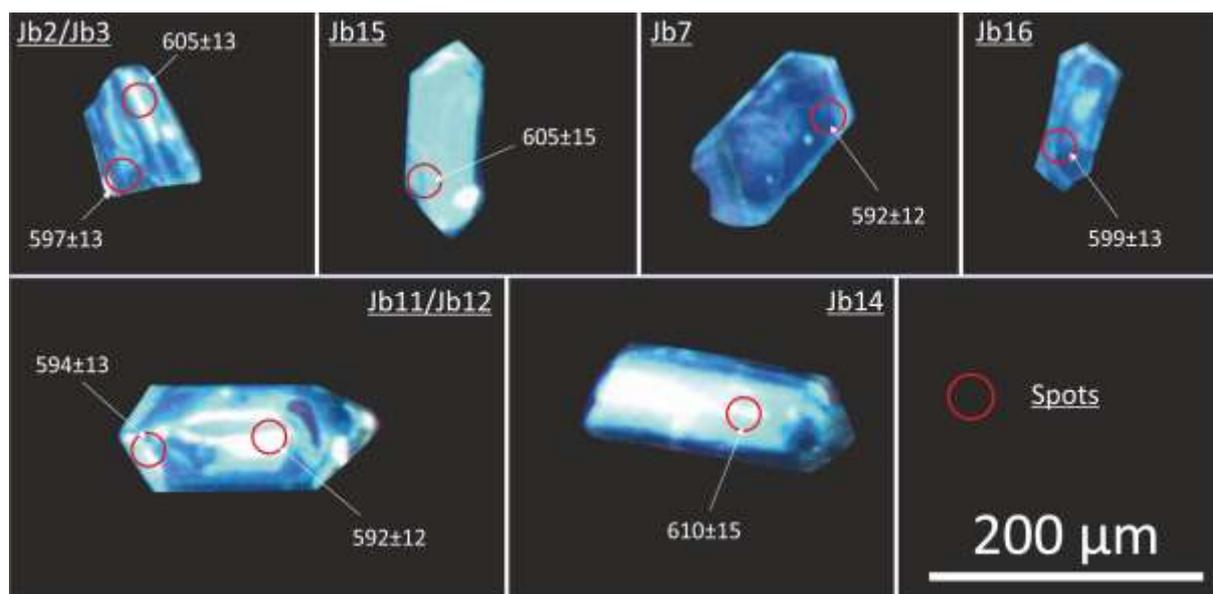


Figure V-1 : Image en cathodoluminescence montrant la morphologie de grains de zircon provenant du granite d'Amassine (échantillon AMA6).

Sur les 24 analyses, dix sont concordantes (discordance <2%) et 14 sont légèrement à fortement discordantes. Ces dernières sont principalement dues à de fortes variations du rapport $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ alors que le rapport $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ reste relativement constant. Il est intéressant de noter que les spectres d'ablations montraient des morphologies très irrégulières pour le comptage du ^{207}Pb .

Le total des 24 analyses a été projeté sur un diagramme de Terra-Wasserburg (Fig. V-2). Ce dernier permet d'illustrer les rapports isotopiques mesurés, non corrigés. L'âge obtenu d'après ces données est de $596 \pm 1 \text{ Ma}$ (2σ) avec un MSWD acceptable de 1.5 (Fig. V-2) (Spencer et al., 2016). Les quelques cœurs très luminescents analysés (Fig. V-1) ne donnent pas des âges plus vieux que les zircons ou parties de zircon bleue à zonation oscillatoire (à l'exception d'un seul âge obtenu de 2 Ga). Sur la population de 24 analyses valides, aucun cœur hérité n'a donc été analysé.

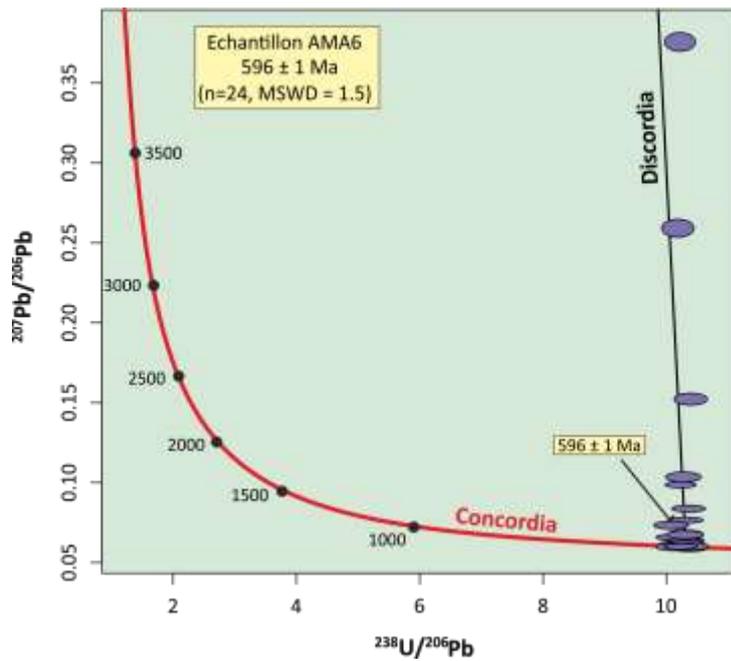


Figure V-2 : Diagramme de concordia inverse Terra-Wasserburg pour les analyses U-Pb des zircons de l'échantillon AMA6 du granite d'Amassine.

Comme les rapports $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ varient peu au sein des 24 analyses valides, un âge moyen pondéré $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ des 24 analyses des zircons a été calculé pour une meilleure interprétation et approximation de l'âge de cristallisation. Un âge moyen pondéré de 599 ± 1 Ma a été obtenu (Fig. V-3) avec un MSWD (0.67) satisfaisant pour les 24 analyses (Spencer et al., 2016).

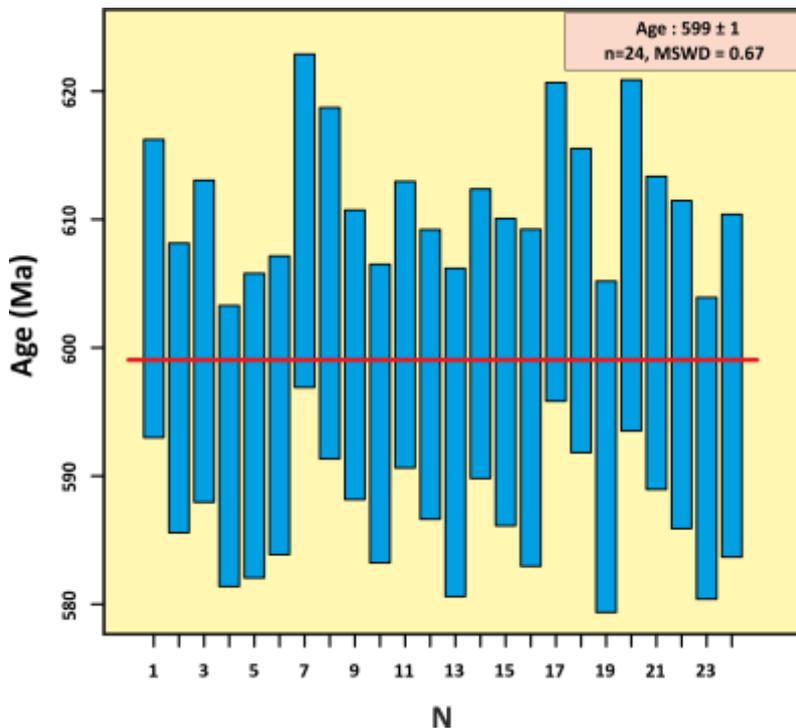


Figure V-3 : Âge pondéré moyen $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ obtenu pour les zircons de l'échantillon AMA6 du granite d'Amassine.

Sur les 24 analyses, dix zircons concordants donnent un âge autour de 601+/-2 Ma (MSWD = 1.4, 2s) satisfaisant (Fig. V-4) (Spencer et al., 2016).

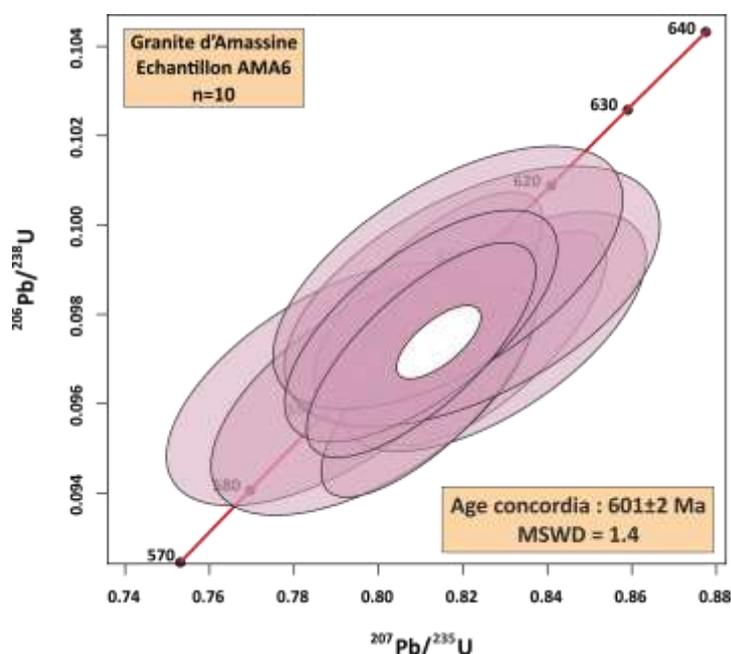


Figure V-4 : Diagramme Concordia pour les analyses U-Pb des zircons de l'échantillon AMA6 du granite d'Amassine présentant moins de 2% de discordance.

2. Les zircons détritiques des métapélites

Un échantillon de métapélite (AMA12) a été récolté pour les zircons détritiques. Un total de 87 analyses a été effectué sur les grains de zircons récupérés (résultats analytiques présentés dans le tableau 2 de l'Annexe 5). Les grains de zircon de la métapélite de Nkob (AMA12) sont de petite taille (60 – 120 μm), arrondis à subarrondis et présentent fréquemment des surfaces givrées caractéristiques d'un matériau ayant été transporté (Wodicka et al., 2002). La majorité des grains présentent des cœurs généralement plus luminescents et des bordures plus sombres. Des zonations oscillatoires sont observées dans les deux parties de grains de zircons (Fig. V-5).

Les grains de zircons analysés affichent des teneurs en uranium, allant de 33 à 815 ppm, ainsi que des teneurs en Th entre 3 et 636 ppm. Ils affichent également des rapports Th/U élevés, compris entre 0.19 et 1.55, soulignant une probable origine magmatique pour cet échantillon.

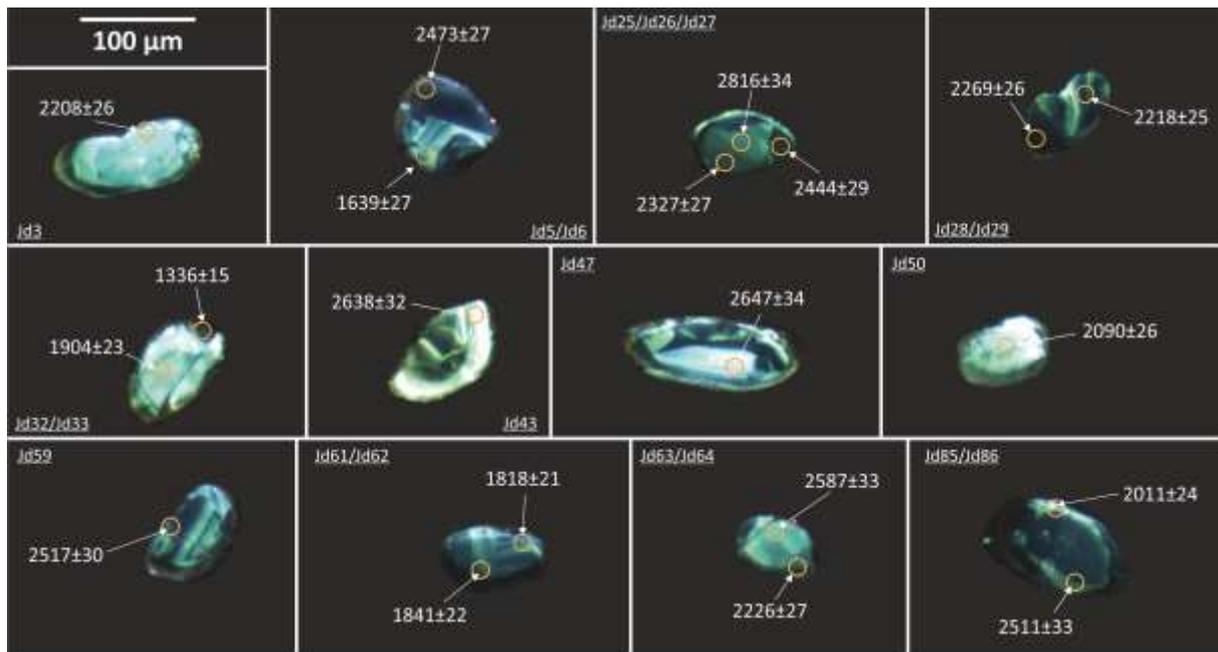


Figure V-5 : Image en cathodoluminescence montrant la morphologie de grains de zircons détritiques provenant de la métapélite de Nkob (échantillon AMA12).

En total, 130 analyses ont été réalisées sur les zircons de l'échantillon AMA12 dont 86 ont été utilisés pour les interprétations au cours de cette étude. 44 analyses montraient des spectres d'ablation très irréguliers liés à la présence de fracture ou d'inclusions. Les analyses reportées sur un diagramme concordia (Fig. V-6) se présentent sous forme d'un amas de points dispersés le long de la Concordia. Les spectres d'âge des zircons montrent d'importantes populations de zircons paléoprotérozoïques et archéens avec une absence totale de zircons néoprotérozoïques (Fig. V-6).

Certaines analyses sont situées en dessous de la Concordia, tandis que quelques-unes se situent au-dessus (probablement dû à un gain de Pb radiogénique, Williams et al., 1984). La majorité des zircons sont discordants. On observe cependant des regroupements contenant des zircons concordants autour de 2.0 Ga, 2.4-2.5 Ga et 2.7-2.8 Ga (Fig. V-6). Dans les diagrammes concordia, les âges discordants sont fortement affectés par la perte de plomb et s'étalent jusqu'à ca. 600 Ma (Fig. V-6).

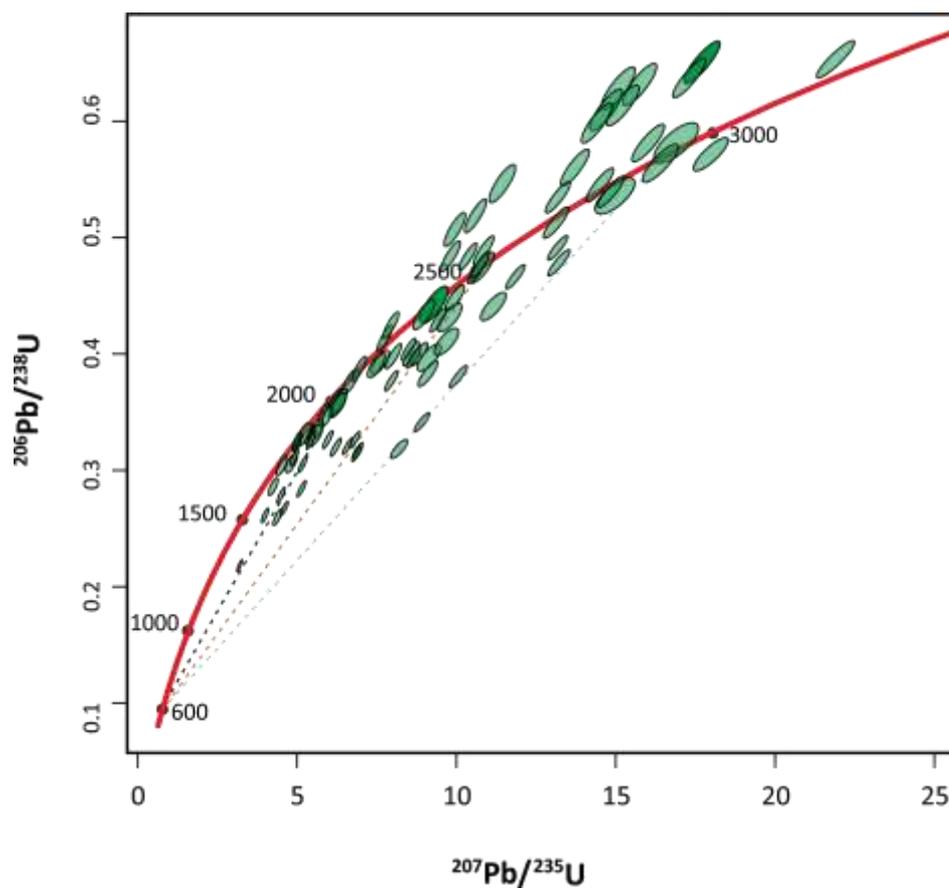


Figure V-6 : Diagramme Concordia pour les analyses U-Pb des zircons détritiques de la métapélite de Nkob (échantillon AMA12).

Tous les âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ des zircons détritiques de l'échantillon AMA12 ont été projetés dans un diagramme KDE (Fig. V-7). Les spectres d'âge vont de 1736 Ma à 3128 Ma ($n = 86$) avec des pics majeurs à 2.00 Ga, 2.40 Ga et 2.70 Ga (Fig. V-7).

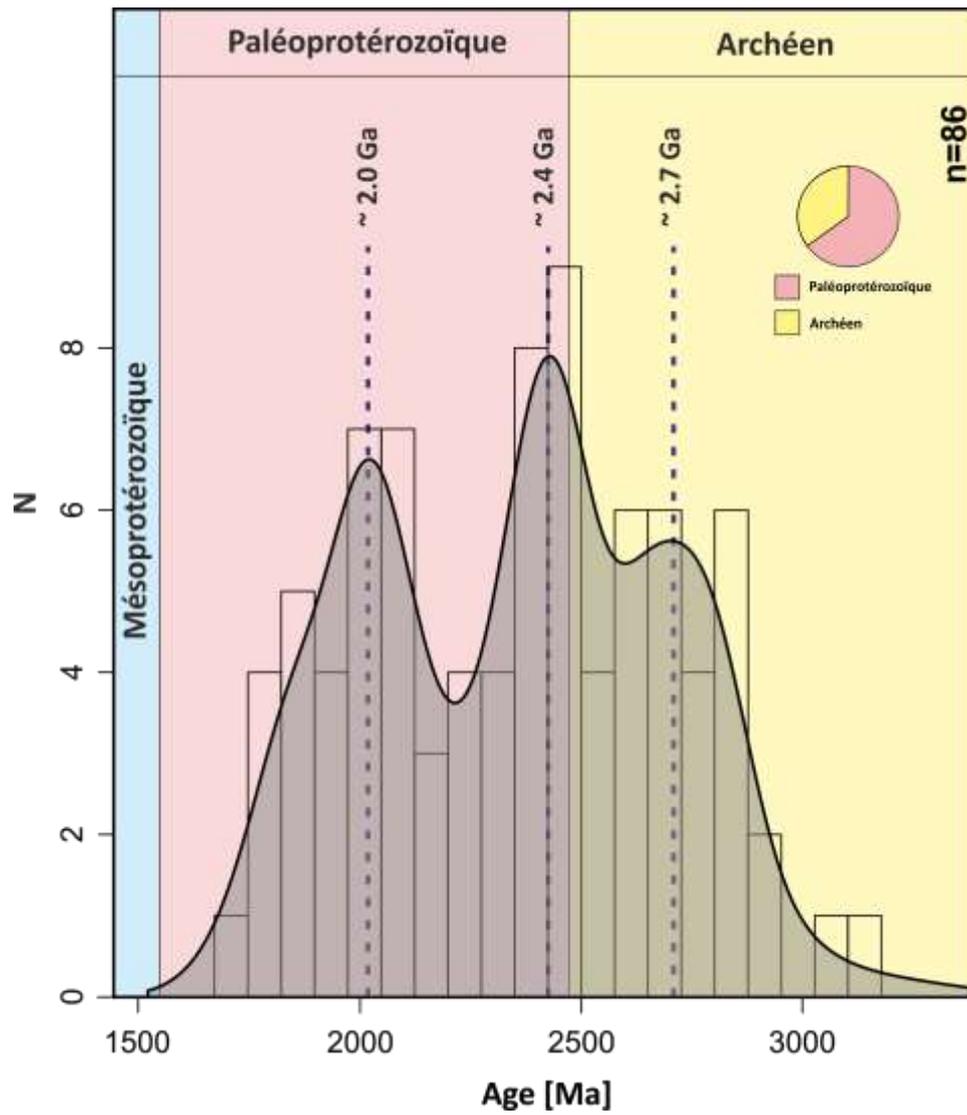


Figure V-7 : Diagramme de densité de probabilité pour les données isotopiques U/Pb des zircons détritiques provenant de la métapélite de Nkob (échantillon AMA12).

Parmi les 86 analyses, 36 montrent des âges concordants ou quasi-concordants. La projection de ces âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ dans un diagramme KDE (Fig. VI-8) ne donne pas de différences majeures avec le digramme précédent avec des pics majeurs à 1.85 Ga, 2.00 Ga, 2.50 Ga et 2.80 Ga, respectivement (Fig. V-8).

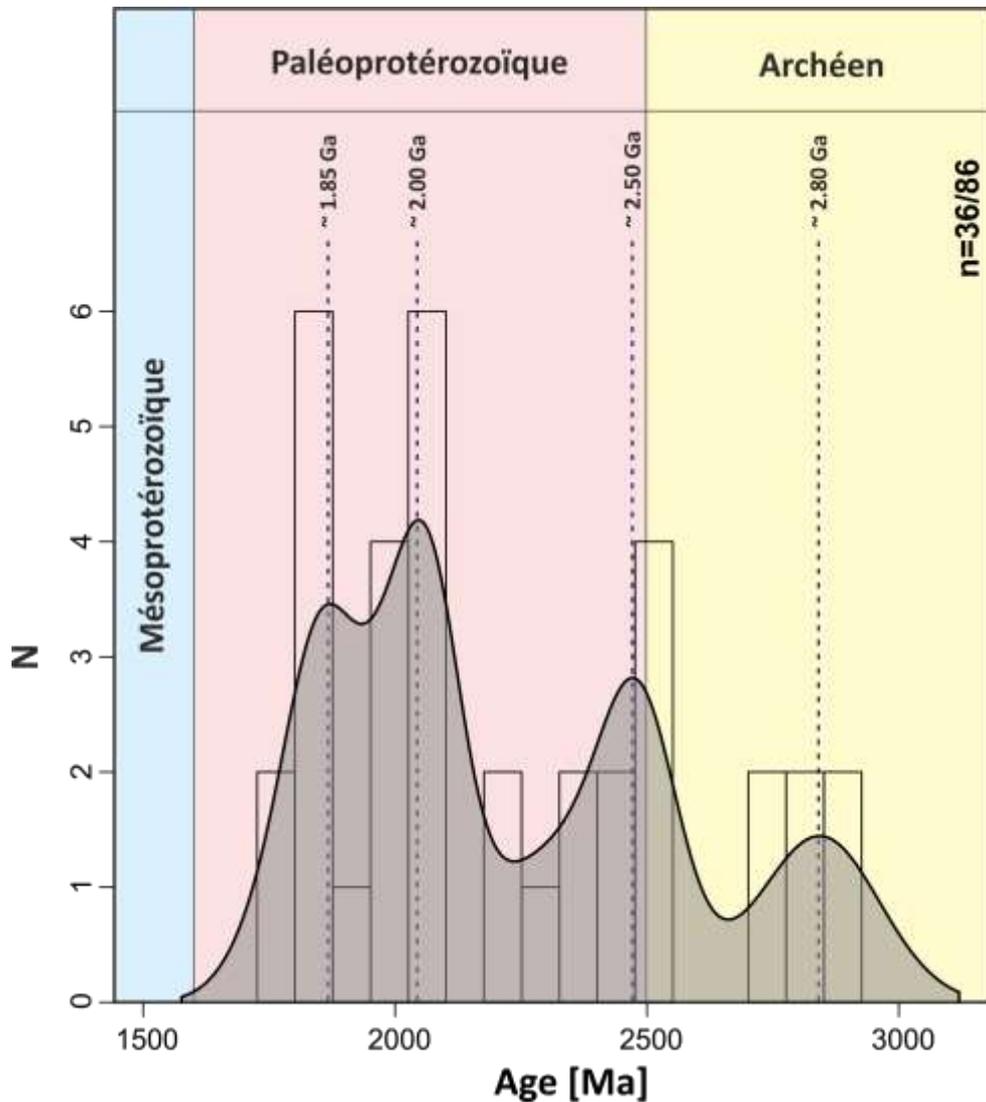


Figure V-8 : Diagramme de densité de probabilité pour les données isotopiques U/Pb des zircons détritiques concordants à quasi-concordants provenant de la métapélite de Nkob (échantillon AMA12).

III. Géochronologie $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

Les principes de la datation Ar/Ar sont détaillés dans le chapitre 2. Les analyses Ar/Ar ont été réalisées par Patrick Monier au Laboratoire de Gaz Rares de Géosciences de l'Université de Montpellier 2 (France). Les minéraux ont été séparés à la main après tamisage.

1. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur muscovites

Des grains de muscovites primaires (Fig. V-9) séparés de deux échantillons de métapélites (NK44 et MP07) localisés au sein de l'auréole du granite d'Amassine ont été choisis et préparés pour une datation par la méthode Ar/Ar. La pétrographie et la minéralogie des métapélites sont détaillées dans les chapitres 3 et 4. Les résultats de datation Ar/Ar (Ages plateaux, isochrones, rapports...) sont présentés dans le tableau 1 de l'Annexe 6.

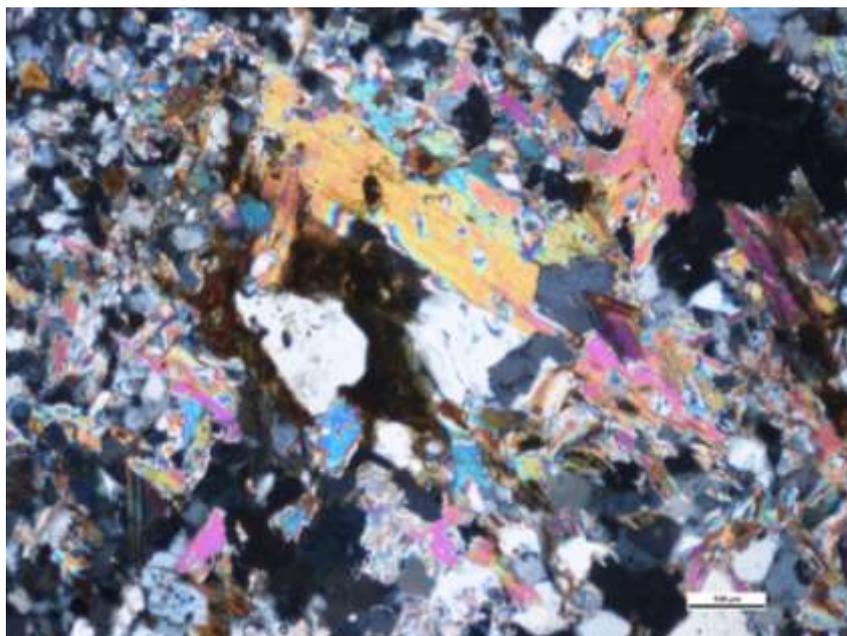


Figure V-9 : Vue microscopique (LPA) d'une métapélite de Nkob (échantillon NK 44) montrant l'habitus des muscovites.

Le spectre d'âge obtenu pour le premier lot de grains de muscovite (échantillon MP07) donne un âge plateau de 592 ± 2 Ma (2s, MSWD = 1.83) bien défini par dix paliers (pour

des températures entre 47°C et 60°C) correspondant à 98.10 % de l' ^{39}Ar libéré (Fig. V-10a). Les deux premiers paliers sont éliminés du calcul de l'âge plateau car ils donnent des âges de 335 ± 16 Ma (températures de 45°C et 46 °C) plus jeune, attestant d'une perte en ^{40}Ar (Fig. V-10a). L'âge total calculé est de 589 ± 3 . L'isochrone normale associée est bien définie et donne un âge concordant à 594 ± 2 (2s, MSWD = 2.23, le rapport initial $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ est de 168 ± 82) (Fig. V-9b).

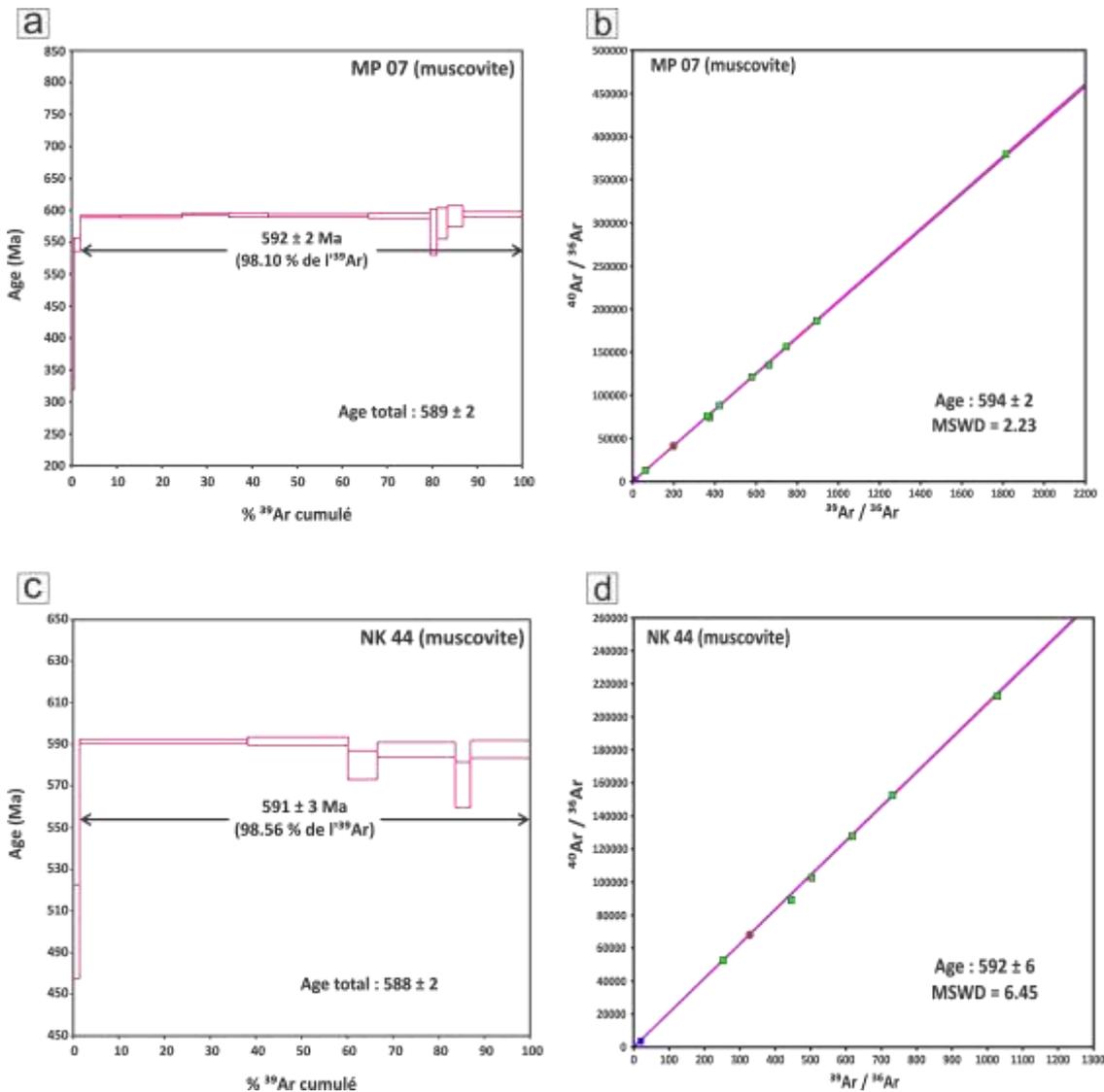


Figure V-10 : Spectres d'âges plateaux et les diagrammes isochrones normales obtenus sur muscovites de métapélites de la zone de Nkob (échantillons MP07 et NK44). MSWD : déviation standard moyenne pondérée.

De même pour le deuxième lot de grains de muscovite (échantillon NK44), le spectre d'âge obtenu donne un âge plateau bien défini de 591 ± 3 Ma (2s, MSWD = 6.37) correspondant à 98.56 % de l' ^{39}Ar libéré à partir de 6 paliers (températures entre 48°C et 60°C) (Fig. V-10c). Le premier palier donne un âge de 500 ± 22 Ma (température de 45°C) plus jeune que l'âge plateau (Fig. V-10c). L'âge total calculé est de 588 ± 2 . L'isochrone normal associée donne un âge concordant à 592 ± 6 (2s, MSWD = 6.45, le rapport initial $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ est de 238 ± 740) (Fig. V-10d).

Pour les deux sets de muscovite analysées, les rapports calculés Ca/K et Cl/K sont très faibles (<0.1 et <0.01 , respectivement) et varient peu d'un palier à l'autre.

2. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur amphiboles

Deux lots de grains d'amphiboles (A10 et A1) issus de l'amphibolite incluse au sein du gisement (Echantillon DDN02) ont été séparés pour une datation par la méthode Ar/Ar. Les résultats sont présentés sur le tableau 2 de l'Annexe 6. Les spectres d'âge obtenus pour les deux lots d'amphiboles (A10 et A1) apparaissent fortement perturbés.

Le premier spectre obtenu pour l'échantillon DDN02 A10 présente une forme d'escalier (Fig. V-11a). Les trois premiers paliers donnent des âges de 153 ± 16 , 283 ± 5 et 357 ± 2 respectivement (pour des températures de 47°C à 54°C) (Fig. V-11a). Du 4^{ème} jusqu'au 9^{ème} palier, les âges plateaux calculés sont plus vieux et relativement proches, à savoir 457 ± 1 , 435 ± 3 , 428 ± 7 , 471 ± 7 , 434 ± 6 et 433 ± 5 Ma (les erreurs sont reportées à 2s et les températures sont de 56°C à 70°C) (Fig. V-11a). Un dernier palier donne un âge plus jeune estimé à 380 ± 5 Ma (2s, température = 76°C) (Fig. V-11a). L'âge total obtenu pour le premier lot d'amphiboles (DDN02 A10) est estimé à 424 ± 34 (2s) (correspondant à 100 % du total du ^{39}Ar libéré en 10 paliers) (Fig. V-11a). L'isochrone normal associée donne un âge concordant à 421 ± 38 (Fig. V-11b).

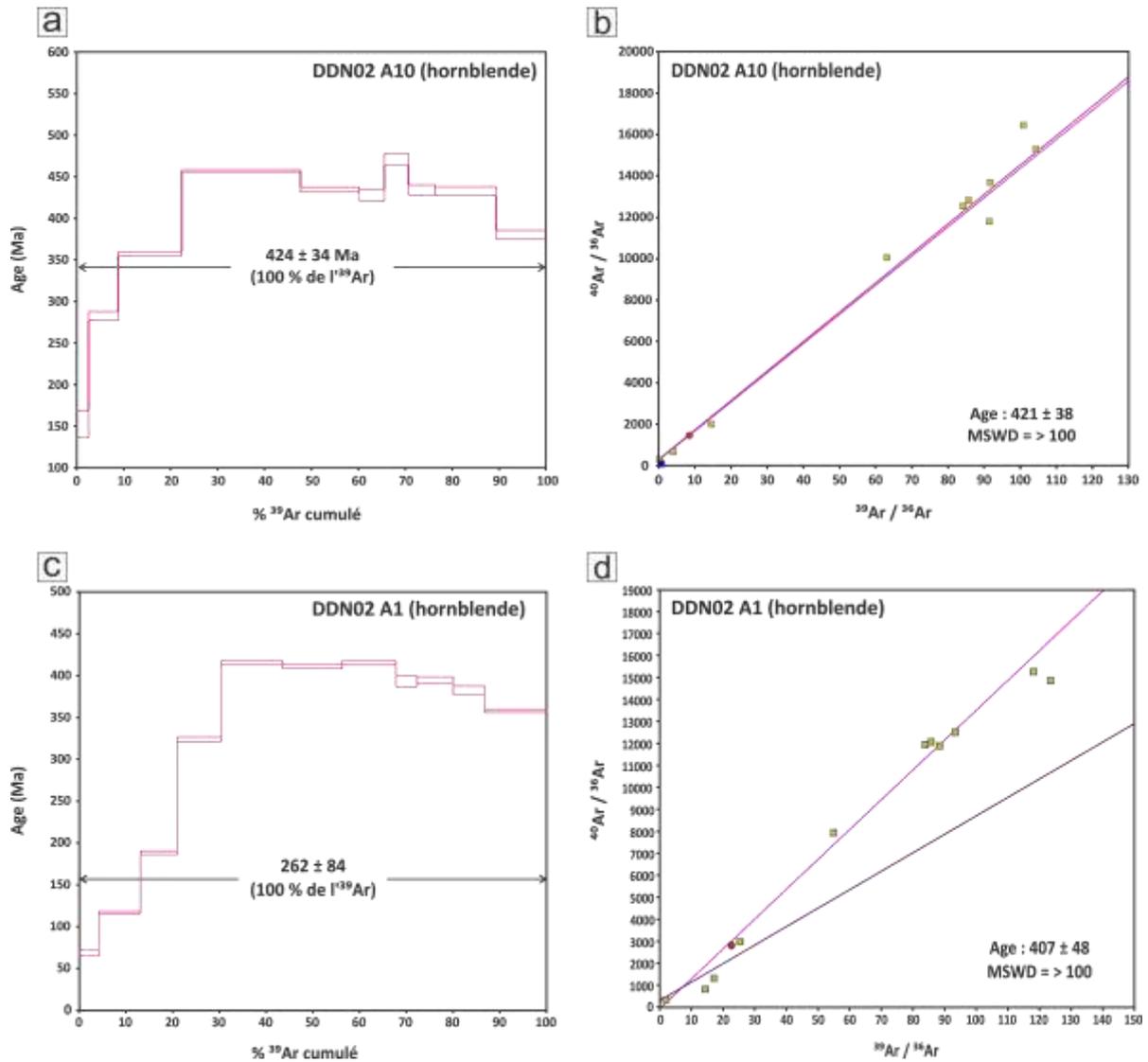


Figure V-11 : Spectres d'âges plateaux et les diagrammes isochrones normaux obtenus pour les deux lots d'hornblendes (échantillon DDN02) de l'amphibolite incluse au sein du gisement de talc de Nkob.

Le deuxième lot de grains d'amphibole de l'échantillon DDN02 (A1) apparaît plus perturbé (Fig. V-11c). Les trois premiers paliers donnent des âges assez jeunes de 69 ± 3 , 117 ± 1 et 188 ± 2 (pour des températures de 46°C à 50°C) respectivement (Fig. V-11c). Les autres paliers donnent des âges calculés plus vieux et relativement proches, à savoir 324 ± 2 , 415 ± 2 , 411 ± 2 , 415 ± 2 , 393 ± 7 , 395 ± 4 , 383 ± 5 et 358 ± 2 Ma (les erreurs sont reportées à 2s, et les températures de 52°C à 75°C) (Fig. V-11c). L'âge total obtenu pour

ce second lot d'amphiboles (DDN02 A10) est estimé à 262 ± 84 (2s) (correspondant à 100 % du total du ^{39}Ar libéré en 11 paliers ; Fig. 11c). L'isochrone normale associée montre des âges non concordants de 407 ± 48 Ma (2s) (Fig. V-11d).

On observe de fortes variations du rapport calculé Ca/K au cours du chauffage pour les deux aliquotes d'amphibole analysées, depuis des valeurs basses dans les premiers plateaux (5-6 pour A10 et 1-2 pour A1) qui augmentent à 10-12 (A10) et 7-10 (A1) pour les plateaux donnant les âges entre 400 et 480 Ma.

IV. Interprétations des résultats

L'âge 601 ± 2 Ma obtenu pour le granite d'Amassine sera interprété comme l'âge de cristallisation des zircons et de la mise en place de l'intrusion.

Les âges obtenus pour les zircons détritiques de la métapélite mettent en évidence les sources possibles pour la provenance de ces zircons mais n'ont pas mis en évidence un possible effet du métamorphisme de contact (plus de détails seront apportés dans le chapitre 6). L'âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ moyen pondéré de 1763 Ma est considéré comme l'âge de dépôt maximum pour l'échantillon.

Les âges plateaux obtenus pour les deux échantillons de muscovites des métapélites sont similaires aux erreurs près (592 ± 2 et 591 ± 3 Ma), ils sont proches mais légèrement inférieurs à l'âge édiacarien obtenu pour le granite (601 ± 2 Ma) ce qui implique un refroidissement relativement rapide de l'intrusion. La texture (Fig. V-8) et la chimie des muscovites (Chapitre 4) analysées excluent une probable recristallisation ou réinitialisation du système isotopique induite par les fluides (Villa, 2010).

Les analyses Ar/Ar sur les deux aliquotes d'amphibole d'une amphibolite échantillonnée dans le gisement ne donnent pas d'âges statistiquement valables. Les résultats ne peuvent

donc pas être interprétés simplement en termes d'événement géologique ou d'âge exacte de refroidissement.

Chapitre VI : Synthèse et discussion générale

Au début de ce travail, certaines questions ont été soulevées concernant le gisement de Talc de Nkob, à savoir : Quelle est la nature du protolithe des différentes lithologies incluses au sein du gisement ? Quels sont les facteurs ayant contrôlé la formation de la minéralisation talquée au sein de la zone d'étude ? Quelles ont été les différents stades de formations du gisement, et qu'elles étaient les conditions de pression, de température et la nature de la phase fluide (XCO_2) ayant contrôlé la formation des différents assemblages minéralogiques qui y sont inclus ? Quel est l'âge de la minéralisation ?

Ce chapitre sera consacré à discuter les différents résultats obtenus à travers chacun des chapitres précédents ainsi que les réponses apportées aux questions à toutes ces problématiques initialement fixées.

I. Le gisement de talc de Nkob : cas d'un gisement de talc encaissé par les carbonates magnésiens dans l'auréole d'un granite

1. Protolithes des différentes lithologies

L'une des problématiques majeures qui se posaient au début de la réalisation de ce projet de thèse, était de définir le (ou les) protolithe (s) à l'origine des roches du gisement. Cette problématique naquit avec les premières observations sur le gisement mettant en évidence la présence d'importantes occurrences de serpentine.

Comme évoqué dans l'introduction de ce manuscrit, la plupart des gisements de talc proviennent essentiellement de la transformation de roches ultramafiques (El-Sharkawy, 2000 ; Tesalina et al., 2003) ou de carbonates riches en Mg telles que des dolomites ou magnésite (Blount et Vassiliou, 1980 ; Prochaska, 1989 ; Anderson et al., 1990 ; Prochaska et al., 1992 ; Hecht et al., 1999 ; Schandl et al., 1999 ; Tornos et Spiro, 2000 ; Shin et Lee, 2002) durant des épisodes de métamorphisme (et/ou d'hydrothermalisme).

Quoique la présence d'une séquence ophiolitique allochtone constituée de roches mafiques et de cumulats ultramafiques (contenant de l'antigorite et la lizardite) situées au Nord-Ouest dans la zone de Nkob (El Boukhari, 1991), la cartographie du gisement (Figs. III-2, IV-1) met en évidence que ce dernier est exclusivement contenu dans les marbres dolomitiques du groupe de Taghdout (avec des contacts primaires sédimentaires bien préservés entre les talcites et les lits de carbonates), tandis qu'aucune trace de minéralisation talquée n'a été observée au sein des unités ophiolitiques mafiques et ultramafiques situées au nord-ouest de la zone étudiée.

Notre cartographie du gisement nous a permis de mettre en évidence la présence de dolomies non métamorphisées préservées au sud du gisement, ainsi que la mise en évidence de certaines de ces dolomies non métamorphisées bien préservées au sein de ce

dernier (Fig. IV-3c et 3d), ce qui permet de reconnaître les séquences carbonatées dolomitiques non métamorphisées du Groupe de Taghdout à titre de précurseurs pour les marbres et les talcites présents au sein du gisement de talc de Nkob. La présence de carbonates dolomitiques exposés près du village de Taghdout à 8 km à l'est du secteur de Nkob, contenant du quartz détritique, du feldspath et des minéraux argileux et montrant localement des textures oolithiques et des figures sédimentaires (Figs. I-5 et III-6c) bien préservées corrobore l'hypothèse selon laquelle ces séquences carbonatées du Groupe de Taghdout sont le protolithe le plus probable pour les roches métamorphiques actuellement constitutives du gisement de talc de Nkob.

L'âge de ce groupe de Taghdout est toujours sujet de controverse. Il a été durant longtemps considéré d'âge Néoprotérozoïque (Clauer, 1976 ; Cahen et al., 1984 ; Thomas et al., 2002, 2004), puis Mésoprotérozoïque (Youbi et al., 2013 ; Kouyaté et al., 2013 ; Ait Lahna et al., 2016) et récemment Paléoprotérozoïque (Ikenne et al., 2017). Les âges U/Pb obtenus durant cette étude sur les zircons détritiques de l'échantillon de la métapélite du Groupe de Taghdout prélevé dans le secteur de Nkob fournissent un âge maximal de dépôt de 1763 Ma (chapitre 5), en accord avec les résultats obtenus sur les quartzites occupant le sommet du Groupe de Taghdout, montrant que ces roches ne contiennent pas de zircons détritiques plus jeunes que 1990 Ma (Benziane, 2007), 1987 (Walsh et al., 2012) et 1809 Ma (Abati et al., 2010), 1744 Ma (Schulte et al., 2016), respectivement. La fréquence de distribution des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ montrant que l'essentiel des grains de zircon analysés est d'âge Paléoprotérozoïque et Archéen (des pics majeurs à 2050 Ma, 2440 Ma et 2700 Ma), indiquant que la source probable du matériel sédimentaire reste les terrains paléoprotérozoïques (éburnéens) et archéens du Craton Ouest-Africain (socle éburnéen du l'Anti-Atlas et la dorsale de Réguibat).

Au niveau de Nkob, les carbonates dolomitiques sont intrudés par le granite d'Amassine, daté dans ce travail à 601 ± 2 Ma (Fig. V-4). Nos données nous permettent donc de placer la sédimentation du groupe de Taghdout avec peu de précision entre 1734 et 601 Ma (Figs V-4 et V-7). Cependant, on ne retrouve aucun zircon marquant les multiples intrusions de filons et sills doléritiques mésoprotérozoïques (El Bahat et al., 2013 ; Kouyaté et al., 2013 ; Söderlund et al., 2013 ; Youbi et al., 2013 ; Ait Lahna et al., 2016 ; Ikenne et al., 2017 ; Bouougri et al., 2020), ni les zircons formés lors des stades de magmatisme d'arc entre 760 et 630 Ma (cf. Triantafyllou et al., 2020). Ceci peut s'expliquer par le fait que : 1/ Les dolérites ne contiennent pas ou peu de zircons (ce sont surtout des baddeleyites qui ont été datées), 2/ Les complexes d'arc océaniques formé entre 760 et 630 Ma ont été accrétés après le dépôt du groupe de Taghdout sur la marge du craton ouest africain (entre 630 et 604 Ma).

D'un point de vue géochimique (Fig. VI-2), la composition des marbres noirs (notamment leur faible teneur en H₂O pour des teneurs variables en SiO₂) est relativement similaire aux dolomies non métamorphisées et indique généralement la présence d'une fraction détritique quartzo-argileuse (Fig. VI-1) suggérant que ces roches se sont formées après un métamorphisme quasi isochimique des dolomies siliceuses. En revanche, la composition des marbres verts ne montre aucune similarité avec les dolomies siliceuses non métamorphisées. Ces marbres verdâtres sont enrichis en SiO₂ et H₂O et se situent sur une ligne de tendance joignant la serpentine pure et la dolomie siliceuse (Fig. VI-1). Ceci indique que les précurseurs des marbres verts étaient des dolomies (siliceuses ou non) qui ont été affectées par l'hydrothermalisme (apport de H₂O et Si).

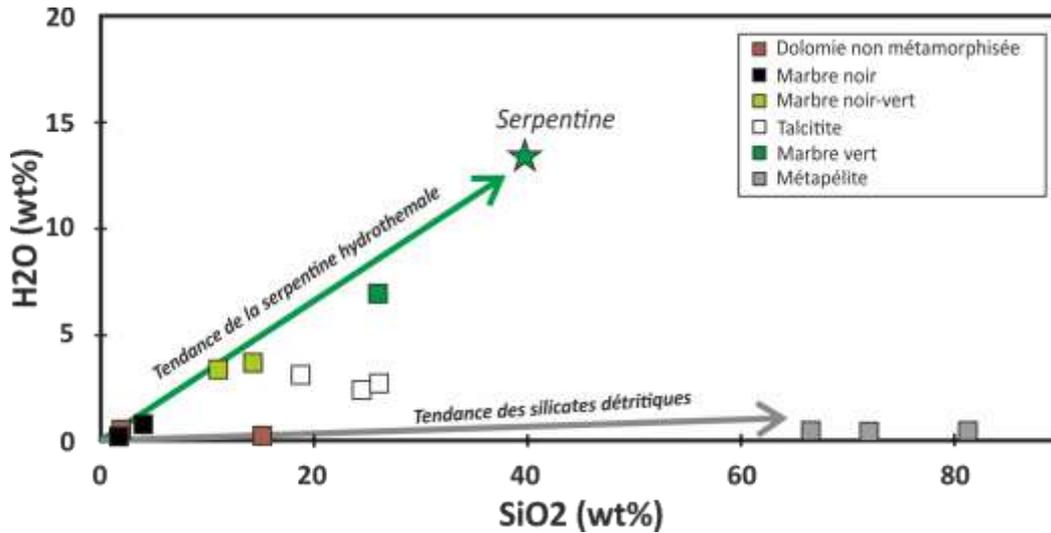


Figure VI-1 : Diagramme de variation de SiO₂ vs H₂O mesurés dans les roches massives du gisement. L'étoile verte représente la composition de la serpentine pure.

Comparées aux autres lithologies, les talcites sont caractérisées par des proportions élevées de SiO₂ et H₂O (Fig. VI-1), ainsi que des teneurs relativement élevées en Ca par rapport à Mg (Chapitre 3, section IV). Elles se situent systématiquement entre les lignes de tendance " détritique " et " serpentine hydrothermale " (Fig. VI-1). Ceci indique que ces roches se sont probablement formées par le même processus que les marbres verts à partir d'un protolithe déjà siliceux. De plus, leur présence dans tout le gisement formant des couches interstratifiées avec les marbres verts, verts-noirs et noirs indique un fort contrôle du protolithe sédimentaire sur leur genèse.

Certes, les niveaux de phlogopitites interstratifiés avec ceux de marbres et talcites (avec absence de zones de réaction aux contacts avec ces différentes lithologies) n'ont pas été analysés en raison de leur petite taille (épaisseur de plusieurs mm à cm) ainsi que leur forte rétrogradation en chloritites, mais nous pouvons supposer qu'elles sont riches en K, Mg, Al, Si et H₂O. Une telle composition et structure nous pousse à suggérer qu'une partie du protolithe des roches du gisement correspondrait probablement à des niveaux

carbonatés magnésiens (dolomies) riches en feldspath potassiques et en minéraux argileux (marnes dolomitiques).

2. Un gisement de talc situé dans une auréole de métamorphisme

Les travaux de la cartographie et la pétro-minéralogie ont permis de ressortir plusieurs preuves d'un métamorphisme thermique engendré par la mise en place du granite d'Amassine. Nos travaux de datation réalisés au cours de cette étude donnent un âge de 601 ± 2 Ma pour la mise en place de ce granite, plus jeune que l'âge de 614 ± 10 Ma anciennement défini (Thomas et al, 2002). Ce métamorphisme de contact est limité à une auréole s'étendant jusqu'à 1 km du pluton, incluant le gisement. Cette auréole métamorphique est définie par des transformations dans la minéralogie et la texture des roches encaissantes.

L'effet thermique du métamorphisme de contact se traduit par la présence de dolomies non métamorphisées au sud du gisement, précisément en dehors de l'auréole de contact (> 1 km), montrant un passage progressif vers des marbres en s'approchant du granite, ainsi que la présence de minéraux à haute température dans les roches au contact de l'intrusion telles que des olivines dans les marbres et les andalousites dans les métapélites (Fig. VI-2).

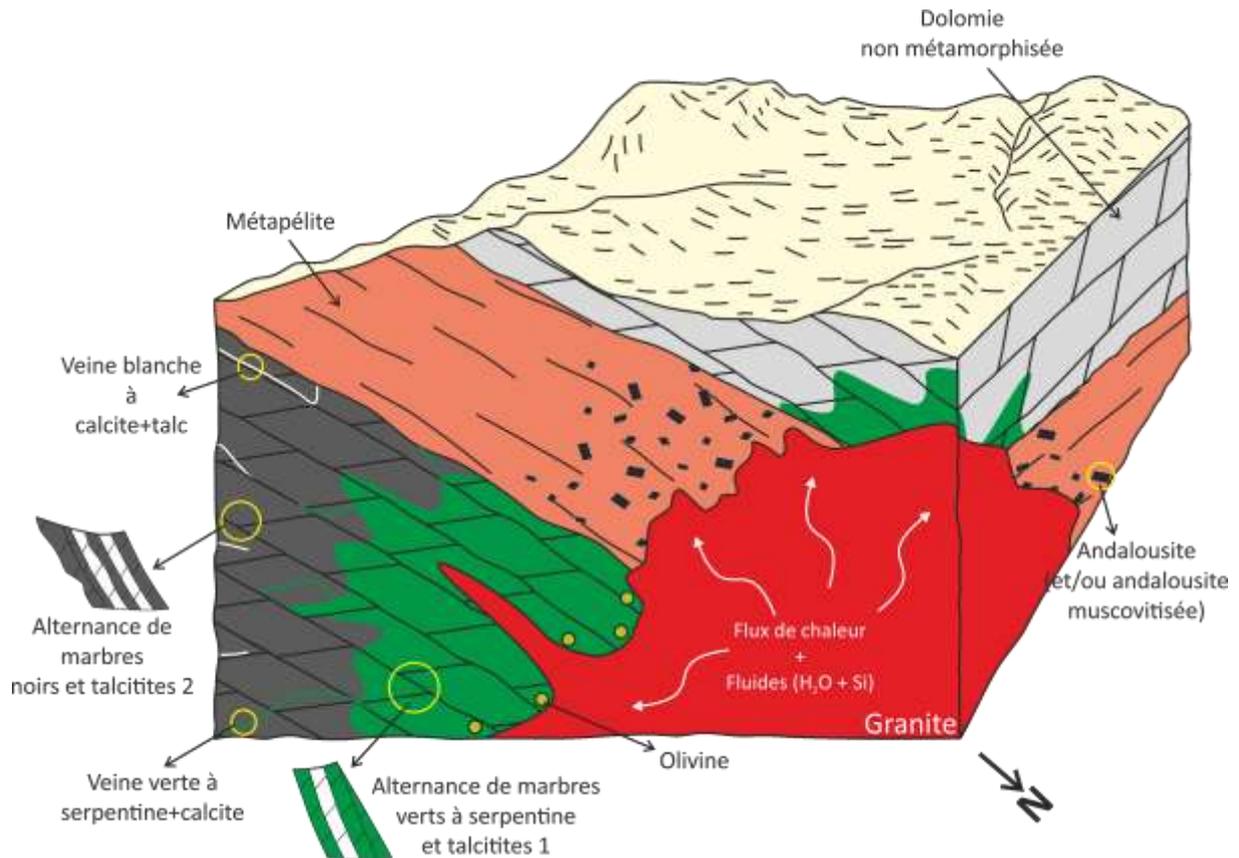


Figure VI-2 : Bloc diagramme synthétique montrant les zonations métamorphiques et hydrothermales associées au pluton d'Amassine.

D'un autre côté, les données géochimiques montrant un enrichissement en H_2O et SiO_2 pour les roches du gisement (Fig. VI-1), ainsi que la présence de différents types de veines traversant les différentes lithologies au sein du gisement présentent des preuves sûres d'un événement hydrothermal contemporain du métamorphisme thermique. Enfin, la présence de cornéennes à andalousite (Fig. VI-2) dont les micas ont été datés à 592 ± 2 et 591 ± 3 Ma (Fig. V-9) est un argument supplémentaire qui confirme le métamorphisme de contact avec une fermeture du système Ar dans la muscovite peu de temps après la cristallisation des zircons dans le granite.

Une zonation lithologique bien définie est observée au sein du gisement. Loin du granite, seuls des marbres noirs ont été observés. Ces marbres noirs sont riches en dolomite et ne

contiennent que de rares minéraux silicatés. Ces marbres noirs ont connu une infiltration de fluide bien limitée le long des limites des grains se traduisant par l'apparition de zones de réaction où se forment des paillettes de talc (et de chlorite), mais aussi au sein des fractures engendrant la formation de quelques rares veines blanches riches en calcite associée à des silicates magnésiens hydratés (talc, chlorite, trémolite) (Fig. VI-2).

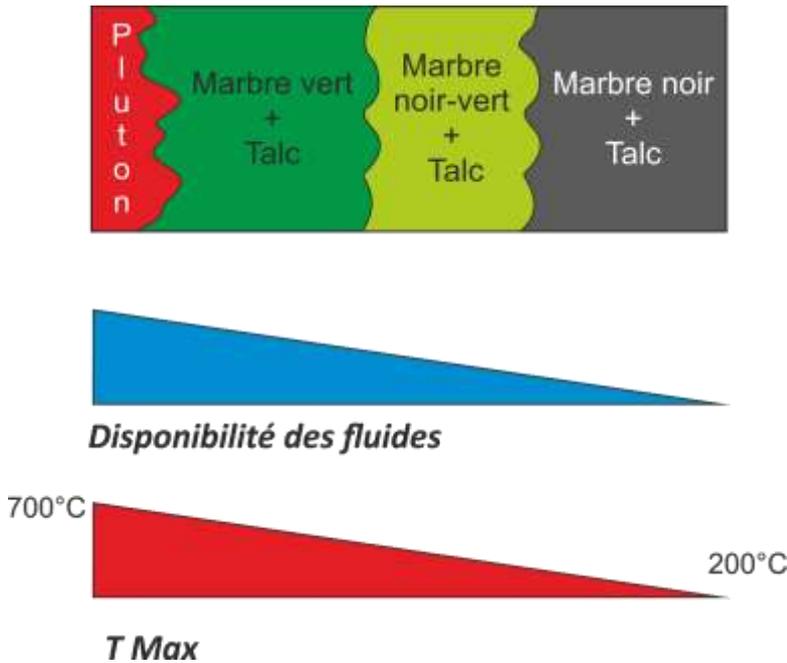


Figure VI-3 : Illustration schématique de la zonation des marbres au sein du gisement de talc de Nkob due à l'écoulement progressif des fluides issus du granite.

En s'approchant du granite, les marbres noirs sont traversés par un réseau de veines verdâtres riches en serpentine (Figs. VI-2) engendrant la formation de marbres noirs-verts (Fig. VI-3) jusqu'à formation de marbres totalement verts à proximité du granite (Fig. VI-3). Donc, l'origine des marbres verts (que l'on ne trouve qu'à proximité du granite) est directement liée au développement d'assemblages de silicates magnésiens hydratés, précisément la serpentine (avec phlogopite, chlorite). La texture réactionnelle impliquant la calcite met en évidence un transfert de Mg d'une phase carbonatée (dolomite) vers les phases silicatées (serpentine, phlogopite, chlorite) dans la veine (Bucher-Nurminen, 1981). Outre, la présence d'une serpentine sous forme de cristaux arrondis isolés dans certains marbres verts exclut une origine de formation par

interaction fluide-roche, et implique que ces serpentines globulaires se soient formées après une hydratation rétrograde de l'olivine formée durant le stade de haute température (voir section II suivante) au sein des marbres au contact de l'intrusion.

Les fluides d'origine magmatique constituent une source importante permettant l'apport de nombreux composants nécessaires pour la formation des gisements hydrothermaux (Hedenquist & Lowenstern, 1994 ; Deyell et al., 2005). En effet, comme démontré pour le gisement de Nkob, l'interaction entre des fluides aqueux chauds riches en silice et un protolithe dolomitique (ou magnésique) est courante dans plusieurs gisements formés dans des contextes similaires (Gordon and H. J. Greenwood, 1970 ; Skippen, 1971 ; Schandl et al., 1999, Hecht et al., 1999 ; Shin and Lee, 2002, Gammons et Matt, 2002 ; Heinrich et al., 2004 ; de Parseval et al., 2004 ; Wan et al., 2017 ; Tahir et al., 2018).

II. Les conditions P-T-XCO₂ et réactions de formation de la minéralisation talquée à Nkob et des minéraux associés

Durant cette étude, nous avons démontré l'existence de deux épisodes continus et liés, associés au granite d'Amassine : un épisode thermique prograde directement lié à la mise en place de l'intrusion, et un épisode hydrothermal rétrograde marqué par un refroidissement et par l'infiltration de fluides riches en H₂O et Si lors de la cristallisation et du refroidissement du granite (Fig. VI-4).

Stades / Minéraux	Sédimentaire	Haute température	Rétrograde hydrothermal
Dolomite			
Calcite			
Quartz			
K-Féldspath			
Forstérite			
Diopside		-----	
Phlogopite			
Trémolite			
Serpentine			=====
Talc			=====
Chlorite			=====
Chrysotile			-----

Figure VI-4 : Séquence paragénétique simplifiée pour le gisement de talc de Nkob. L'épaisseur des lignes représente l'abondance relative des phases minérales durant chaque stade (épaisse : majeure, fine : mineure, pointillée : accessoire).

Chaque épisode est caractérisé par l'apparition de plusieurs assemblages minéraux dépendant des conditions P-T et de la composition de la phase fluide (en plus de la nature du protolithe comme nous avons déjà démontré).

L'épisode thermique prograde engendre des réactions de déshydratation associées à une importante augmentation de la température lié à la mise en place du granite (Fig. VI-2). Ces réactions ayant lieu dans des conditions de faciès amphibolite, engendrent essentiellement la formation de l'assemblage calcite-olivine dans les marbres situés au contact avec l'intrusion par réaction entre la dolomite et le quartz présents au sein des dolomies siliceuses (Fig. VI-2 et VI-5), l'apparition de la trémolite dans le cas de protolithes sédimentaires relativement calciques (Fig. VI-6), ainsi que la formation de la phlogopite consommant la fraction potassique du protolithe sédimentaire. Cette

augmentation de la température engendre aussi l'apparition de l'andalousite dans les métapélites environnantes (Fig. VI-2). Sur la base de ces différentes paragenèses, les températures maximales atteintes sont estimés à 500-600°C (Fig. VI-5).

Une surimposition ultérieure dans les conditions de faciès schiste vert associée à une importante hydratation du système se traduit par le développement de silicates hydratés (principalement du talc et de la serpentine) et de la calcite (Fig. VI-2 et VI-5). Cette hydratation du système est due à l'introduction de fluides riches en H₂O dérivés du granite (Fig. VI-2), comme nous avons précédemment démontré.

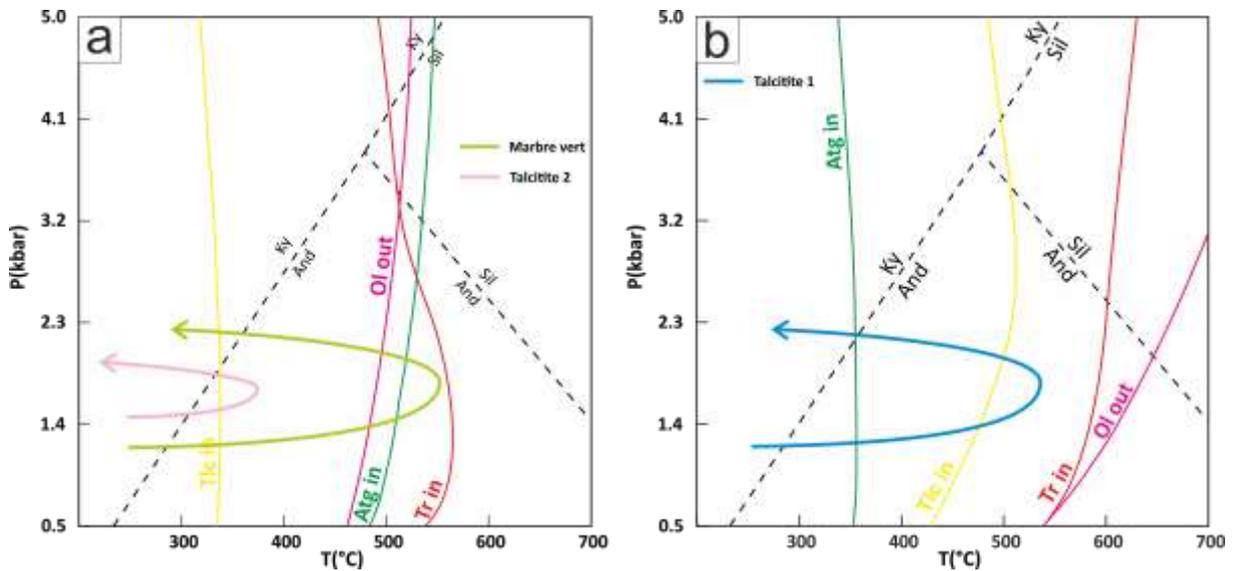


Figure VI-5 : Projection des isogrades tracés au sein du gisement dans le diagramme P-T. Les courbes indiquent les trajectoires P-T des principales lithologies du gisement (marbre vert, talcitéte 1 et talcitéte 2).

L'évolution du système contrôlé par une phase fluide riche en H₂O, impliquera la formation de la serpentine par remplacement de l'olivine. D'autres réactions d'hydratation impliquant les fluides aqueux riches en silice et la dolomite engendrent la cristallisation de l'antigorite et la calcite dans des veines (Fig. VI-2). L'assemblage serpentine-calcite dans les marbres verts suggère que la température du fluide durant son

infiltration était inférieure à 500°C (Fig. VI-5a) pour des $X_{CO_2} < 0.2$. Des températures inférieures à 480°C ont été suggérées pour la formation de veines d'antigorite + calcite par [Bucher \(1981\)](#). L'hydratation du système engendre aussi la transformation d'assemblage trémolite + dolomite en assemblage talc + calcite (talc aciculaire) à des températures entre 500 °C et 350°C (Fig. VI-2 et VI-5b). Cette réaction de formation de talc après la trémolite a été proposée par [Shin et Lee \(2002\)](#) qui suggèrent des températures entre 380 et 400°C avec $X_{CO_2} < 0,01$ (une analyse des inclusions fluides donne des températures de 320 à 400°C ; [Park et al., 1997](#)). Les basses températures loin de l'intrusion permettent la formation de l'assemblage talc + calcite (talc tabulaire) par réaction entre la dolomite et le fluide riche en silice (et/ou le quartz détritique en présence de H₂O) (Fig. VI-2). Cette réaction indique des températures inférieures à 350 °C (Fig. VII-2 et VI-5a) et des $X_{CO_2} < 0.4$. Elle a été souvent décrite comme mécanisme de formation du talc par réaction hydrothermale prograde impliquant la silice (issue du quartz ou bien d'un fluide aqueux) ([Berg, 1979](#) ; [Anderson et al., 1990](#) ; [Brady et al., 1998](#) ; [Shin et Lee, 2002](#) ; [de Parseval et al., 2004](#)).

Bien que la température représente le facteur principal contrôlant la stabilité des minéraux au sein du gisement, le X_{CO_2} de la phase fluide reste de la même importance. Plusieurs études mettent en évidence l'importance de ce facteur pour la formation du talc. Cette dernière nécessite de faibles X_{CO_2} ($< 0,1$) ([Metz et Puhon 1970](#) ; [Winter John 2001](#) ; [Sharma et al., 2009](#)). De même, le X_{CO_2} contrôle la limite thermique de la stabilité du talc. Plus la fraction molaire de CO₂ dans la phase fluide est faible (diminution du X_{CO_2}), plus la température d'équilibre du talc est basse ([Anderson et al. 1990](#) ; [Povoden et al., 2002](#) ; [Sharma et al., 2009](#) ; [Joshi & Sharma, 2015](#) ; [Wan et al., 2017](#)).

Les études des inclusions fluides dans des dépôts talqués formés dans des contextes similaires à Nkob mettent en évidence des températures d'homogénéisation de l'ordre de 250 à 400°C pour les fluides minéralisateurs à l'origine de la formation du talc (Tornos et Spiro, 2000 ; De Parseval et al., 2004 ; Joshi & Sharma, 2015 ; Boutin, 2016 ; Quesnel et al., 2019). L'étude des inclusions fluides pour les dépôts de talc de Puebla de Lillo, en Ibérie, suggère que les fluides minéralisateurs étaient des saumures salines (jusqu'à 23 % en poids de NaCl) et pauvres en CO₂ (XCO₂ ≈ 0,003-0,01), produits par le mélange de saumures profondes et d'eaux météoriques (Tornos et Spiro, 2000). Dans le cas du gisement de Trimouns en France, on propose que le principal fluide minéralisateur soit une saumure (25% en poids de NaCl) qui circulait à environ 300° C (Moine et al. 1989 ; de Parseval et al., 2004). De même, Gammons et Matt (2002) ont étudié des inclusions fluides dans du quartz associé à du talc provenant des gisements de Yellowstone et Cadillac aux Etats-Unis. Ils ont déterminé que les fluides minéralisateurs étaient fortement enrichis en CaCl₂ et environ 7 fois plus salés que l'eau de mer moderne.

L'activité hydrothermale rétrograde très tardive est liée à une diminution de la température (en dessous de 300 °C, ce qui en accord avec les résultats obtenus du géothermomètre à chlorite durant cette étude ; Chapitre 4) implique essentiellement la formation de la chlorite par remplacement de la phlogopite (réaction décrite par Yau et al. (1984), Mitchell (1986), Chabu (1995) et Sinaei-Esfahani (2013)). Boutin (2016) a fourni une étude thermométrique des différentes chlorites présentes à Trimouns. Il a conclu que les chlorites dans le gisement se sont formées entre 275° C et 350° C.

Les grandes veines de calcite hydrothermale (monominérales) traversant toutes les lithologies peuvent être liées à une activité hydrothermale postérieure. Cependant, il est également possible que le Ca²⁺ libéré lors des différentes réactions ayant lieu en présence

de H₂O (probablement lors de la décomposition de la trémolite) ait été chassé du système sous forme de fluide (Shin et Lee, 2002). La rareté de ces veines traversant les talcites, nous poussent à suggère que le Ca²⁺ libéré lors de la formation du talc dans ces roches est resté proche de la saturation (Shin et Lee, 2002).

Avant de conclure cette section, nous soulignons avoir démontré durant cette étude, que la pression de formations des différents assemblages ne dépasse pas les 3.5 kbar (résultats de la modélisation thermodynamique ; Chapitre 4), et que ce paramètre a peu d'influence sur la stabilité des assemblages impliqués.

III. Age des transformations métamorphiques à l'origine du talc dans le secteur de Nkob : implications pour la métallogénie de l'Anti-Atlas

L'âge de la minéralisation talquée dans le secteur de Nkob demeurerait inconnu, en raison de l'absence de travaux réalisés sur le gisement. Cependant, les nouvelles données géochronologiques obtenues sur le gisement de talc de Nkob permettent de contraindre son âge et ainsi le situer dans le contexte régional de la chaîne anti-atlasique.

1. Chronologie de la formation de la minéralisation talquées

Selon nos données, l'âge édiacarien de 601 ± 2 Ma (U/Pb sur zircon du granite) définit la mise en place du granite d'Amassine et la cristallisation du zircon dans le magma granitique (Chapitre 5). Ce granite représente la principale source de chaleur qui déclenche les réactions métamorphiques progrades observées dans les marbres et les métapélites.

Les âges 592 ± 2 et 591 ± 3 Ma (Chapitre 5) obtenus pour les muscovites des métapélites associées au gisement sont proches de l'âge obtenu pour le granite, et soulignent que les roches ont subi un refroidissement relativement rapide (~ 10 Ma).

Cependant, il faut noter que ces âges obtenus correspondent à la température de fermeture des muscovites qui est de l'ordre de 425 °C (Ar/Ar, [Harrison et al., 2009](#)), et que nous ne disposons pas d'âge direct de la minéralisation (fautes de minéraux analysables au sein du gisement). En outre, nous avons démontré durant cette étude que le talc au sein gisement s'est formé à partir de 500 °C jusqu'à des températures inférieures à 350°C, ce qui démontre que l'événement hydrothermal à l'origine de la minéralisation talquée aurait continué après ces âges obtenus pour les muscovites des métapélites.

2. Intégration des données géochronologiques dans les contextes géodynamique et métallogénique régionaux

Le granite d'Amassine anciennement daté à 614 ± 10 était considéré comme marqueur du début d'une importante période de plutonisme post-collisionnelle succédant à la déformation des roches du Groupe de Saghro et générant la mise en place de multiples intrusions plutoniques tels que des granitoïdes calco-alcalins à forte teneur en K ([Thomas et al., 2002](#) ; [Gasquet et al., 2005](#) ; [Toummite et al., 2013](#)). Ce pluton est défini par [Gasquet et al. \(2008\)](#) comme étant la principale limite entre le Super Groupe de l'Anti-Atlas et celui d'Ouarzazate.

Durant cette étude, un nouvel âge de 601 ± 2 a été obtenu pour le granite d'Amassine plus jeune que l'âge de 614 ± 10 anciennement attribué à ce pluton ([Thomas et al., 2002](#)). Cette nouvelle datation, s'ajoutant aux travaux d'[Errami et al. \(2020\)](#) qui redélimitent l'intervalle d'âge du Groupe de Saghro entre 630 et 604 Ma (Fig. VI-6), nous ont permis d'apporter plus de précisions au sujet du début de l'événement magmatique édiacarien dans l'Anti-Atlas. Ce magmatisme a probablement commencé entre 603 et 600 Ma (Fig. VI-6), marquant ainsi, la fin de la déformation du groupe du Saghro, et s'est manifesté par la mise en place de plusieurs plutons felsiques, principalement dans l'Anti-Atlas central et

oriental, tel que le granite d'Amassine (601 ± 2 Ma) dans la boutonnière de Sirwa, et les granodiorites d'Iknioun (600 ± 3 Ma) et d'Imiter (603 ± 6 Ma) dans la boutonnière de Saghro (Errami et al., 2020).

Bien que ce magmatisme ait commencé vers 600 Ma avec la fin du dépôt du Groupe de Saghro (Fig. VI-6), nous suggérons qu'il reste continu, favorisé par le régime tectonique qui devient transtensionnel et extensif après la phase de collision (Levresse, 2001 ; Cheilletz et al., 2002 ; Thomas et al., 2002 ; Tuduri, 2005 ; Gasquet et al. 2005, 2008), et culminera entre 595 Ma à 545 Ma avec la mise en place de large volume de roches volcaniques et volcanosédimentaires (Groupe de Ouarzazate) et de plusieurs intrusions intermédiaires à felsiques (Fig. VI-6) telles que la tonalite d'Amlouggi (586 Ma, Thomas et al., 2002), le pluton de Tarcouate (583 Ma et 560 Ma, Malek et al., 1998), la granodiorite de Bleïda (579 Ma, Inglis et al., 2004), la diorite de Tourcht (579 Ma, Thomas et al., 2002), le granite de Taourgha (575 Ma, Malek et al., 1998), la granodiorite d'Askaoun (558 ± 2 Ma ; Toummite et al, 2012), la charnockite Oussilkane, le granite Bou Gaffer, le leucogranite d'Akka Bou Tiouit et le granite d'Isk n'Alla granite (555 Ma, de Wall et al. 2001).

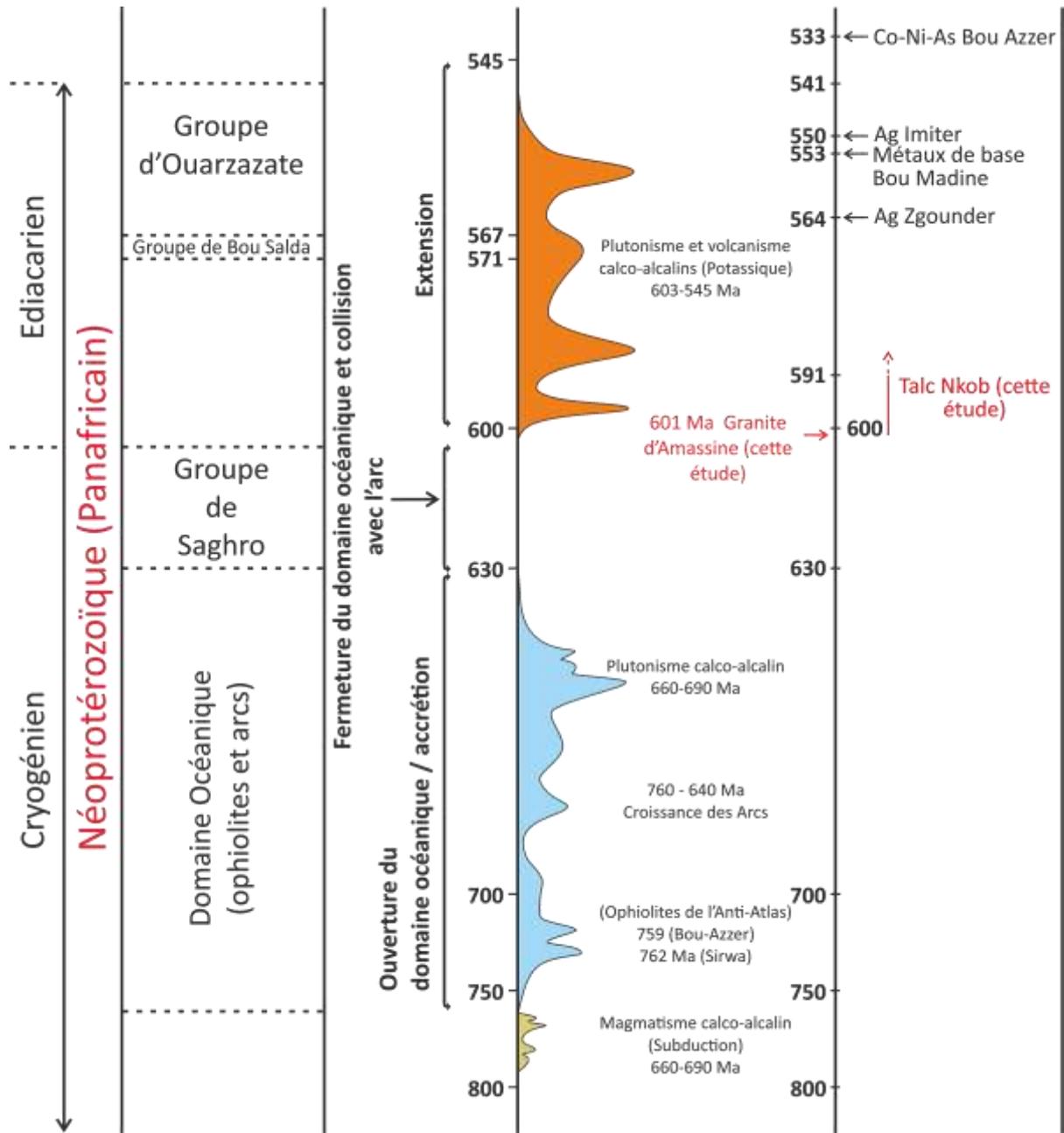


Figure VI-6 : Log synthétique mettant en évidence les principaux événements magmatiques et métallogénique dans l'Anti-Atlas. Les âges des épisodes magmatiques sont issus de cette étude ou compilés de la littérature : Aït Malek et al. (1998), Walsh et al. (2002) ; Cheillett et al. (2002), Thomas et al. (2002, 2004) ; Inglis et al. (2004), Gasquet et al. (2005, 2008), Ennih et Liégeois (2008) ; Abati et al. (2010) ; El Bahat et al. (2013) ; Kouyaté et al. (2013) ; Söderlund et al. (2013) ; Youbi et al. (2013) ; Ait Lahna et al. (2016) ; Ikenne et al. (2017) ; Triantafyllou et al. (2020) ; Hodel et al. (2020) ; Bouougri et al. (2020) ; Ait Lahna et al. (2020) (et références incluses).

Notons que l'Ediacarien terminal est marqué par un événement majeur à l'échelle de l'Anti-Atlas, puisque l'on passe d'un système tectonique globalement compressif à un régime transtensionnel extensif (Ennih et Liégeois, 2001, 2008, Levresse, 2001 ; Thomas et al., 2002 ; Cheilletz et al., 2002 ; Tuduri, 2005, 2018b ; Gasquet et al., 2008, Blein et al., 2014b), au cours duquel un magmatisme volumineux, essentiellement calco-alcalin s'est manifesté (Fig. VI-6), accompagné d'une sédimentation dans des bassins en pull-apart (Pouclet et al., 2007, Walsh et al., 2012, Toummite et al., 2012, Alvaro et al., 2014a). L'augmentation de ce volume magmatique permettrait la mise en place des minéralisations anti-atlasiques (Ennaciri et al., 1997 ; Levresse, 2001 ; Tuduri et al., 2018a, 2018b) (Fig. VI-6). Les différentes données de datations obtenues sur une grande majorité des gisements anti-atlasiques corroborent cette hypothèse. Des âges entre 575 et 560 Ma ont été attribués pour des minéralisations Cu-Mo ± Au associées à des intrusions calco-alcalines à forte teneur en K, dans la boutonnière de Sirwa (Thomas et al., 2002 ; Belkacim et al., 2014), ainsi qu'un âge de 575 ± 2 Ma suggéré pour la minéralisation Cu de Bouskour (Re/Os sur molybdénite) dans la boutonnière de Saghro (Bouabdellah et al., 2016). De même, les âges obtenus pour les gisements d'Ag d'Imiter (massif de Saghro) et de Zgounder (massif de Sirwa) sont de 550 Ma (Levresse, 2001 ; 550 ± 3 Ma, Cheilletz et al., 2002) et 564 ± 5 Ma (Marcoux & Wadjinny, 2005 ; Pelleter et al., 2016) mettant en évidence un probable lien génétique entre les deux grands gisements d'argent de l'Anti-Atlas. S'ajoute à ces gisements, celui de métaux de base de Bou Madine (Massif de l'Ougnat) daté à 553 ± 15 Ma, et celui de Co-Ni-As de Bou Azzer daté à 533 Ma (Levresse, 2001) et 550 Ma (Ennaciri et al., 1997).

Si tous les gisements précédemment cités apparaissent associés à la phase extensive contemporaine du magmatisme calco-alcalin ayant lieu vers l'Ediacarien terminal (Fig. VI-

6), le gisement de talc de Nkob, quant à lui, reste associé au début de la mise en place de ce magmatisme calco-alcalin post-collisionnelle (entre 603 et 600 Ma). Bien qu'une datation directe des minéralisations ne soit pas fournie, nous considérons que ce même magmatisme est à l'origine des gisements aurifères de Tiouit et de Thaghassa (massif de Saghro) étroitement associés à la granodiorite d'Ikniwn récemment datée à 600 ± 3 Ma (Errami et al., 2020).

Quant aux âges apparents 380-457 Ma obtenus sur amphiboles de l'amphibolite incluse au sein du gisement (Chapitre 5), bien que mal contraints et apparaissant fortement perturbés, nous considérons qu'il s'agit d'une réouverture probablement en lien avec un événement paléozoïque postérieur à la formation de la minéralisation. Notons qu'un magmatisme caractérisé par l'injection de dykes felsique entre 470 et 400 Ma est décrit dans l'Anti-Atlas (Huch, 1988 ; Gasquet et al., 2005). Ces âges sont généralement associés à un événement de rifting et à la séparation des terranes péri-gondwaniens du craton ouest-africain (Tourneur, 2019). De point de vue métallogénique, la diversité des études a permis de mettre en évidence le caractère polyphasé de certains gisements anti-atlasiques, ainsi que l'importance majeure de la phase hercynienne dans leur formation. C'est le cas pour le gisement de Bou Azzer dont l'âge de formation fait encore débat entre une mise en place des minéralisations durant l'orogénèse Panafricaine ou lors de l'orogénèse Hercynienne. Bien certains auteurs proposent un âge tardi-Néoprotérozoïque (550 Ma, Ennaciri et al., 1995 ; Levresse, 2001) pour ce district, les âges de 392 ± 15 Ma (Ar/Ar sur muscovite ; Levresse, 2001), 375 - 385 Ma (U/Pb sur brannérite, Dolansky, 2007), 310 Ma (U-Pb sur brannérite, Oberthür et al., 2009) pourraient indiquer une remobilisation des minéralisations pendant le Dévonien supérieur.

De même pour certains âges obtenus pour le gisement aurifère d'Iourin (Fig. I-6) situé dans la boutonnière de Tagragra de Tata de l'Anti-Atlas occidental (Zouhair et al., 1991), tel que 301 Ma (Ar /Ar sur muscovites ; Gasquet et al., 2004) et 445 Ma (Rb-Sr sur muscovites ; Zverev et al., 2003) soulignant l'importance de l'orogénèse varisque dans la formation de ce gisement (bien qu'il soit associé aux formations paléoprotérozoïques du socle éburnéen). La compression Varisque a également permis de remobiliser le cuivre au sein du gisement de Jbel N'Zourk situé dans l'Anti-Atlas central au Sud-Ouest de la boutonnière de Bou Azzer-El Grâara (Clavel and Leblanc, 1971 ; Maacha et al., 2011b). Bourque et al. (2015) et Bourque (2016) proposent que les minéralisations cuprifères de Jbel Laassel situé au SE de la boutonnière de Bou Azzer-El Grâara sont liées à la réactivation varisque des structures héritées du socle.

IV. Modèle de formation et spécificités du gisement de Nkob

Les caractéristiques géologiques, minéralogiques et géochimiques nous ont permis de classer le gisement de talc de Nkob dans le groupe des gisements de talc d'origine carbonatée. Plusieurs gisements du même groupe sont décrits dans la littérature, comme le gisement de Trimouns en France (de Parseval, 1992 ; de Parseval et al., 2004), les gisements de talc de Lassing et de Rabenwald en Autriche (Prochaska, 1989), le gisement de talc de Göpfersgrün en Allemagne (Hecht et al, 1999), le complexe d'Atshan en Égypte (Schandl et al., 1999 ; 2002), le gisement de talc de Poongjeon en Corée du Sud (Shin et Lee, 2002), le gisement de Puebla de Lillo en Espagne (Tornos et Spiro, 2000) et le gisement de Mamond Dara en Afghanistan (Tahir et al., 2018). Le gisement de Nkob se situe précisément parmi les gisements associés aux carbonates formés dans l'auréole de contact d'un pluton felsique. La formation des différentes lithologies du gisement s'est produite par transfert de chaleur et de fluides aqueux du pluton vers la série sédimentaire

encaissante. La silice nécessaire à la formation des silicates magnésiens dans les marbres provient à la fois du précurseur dolomitique mais aussi par ajout de Si pendant l'hydrothermalisme. Ce phénomène est classiquement proposé dans des contextes similaires dans le monde entier (Anderson et al., 1990 ; Schandl et al., 1999 ; Cook et Bowman, 2000 ; Shin et Lee, 2002 ; Tahir et al., 2018).

La combinaison des données pétro-minéralogiques, structurales et géochronologiques nous a permis de proposer un modèle génétique global pour la formation du gisement de talc de Nkob. Ce modèle présenté dans la Figure 8c est défini par une succession de plusieurs stades qu'on peut résumer comme suit :

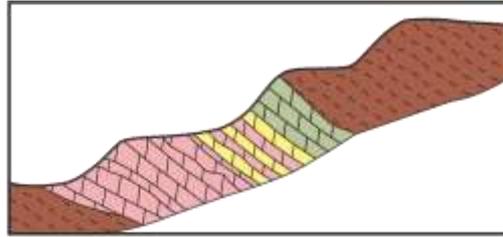
- 1) Le stade pré-métamorphique défini par les dolomies siliceuses protérozoïques du Groupe de Taghdout (Fig. VI-7a).
- 2) Le stade de haute température ($T > 500^{\circ}\text{C}$) contemporain de la mise en place de la mise en place du granite d'Amassine daté vers 601 Ma (Fig. VI-7b), engendre des conditions métamorphiques de faciès amphibolite inférieure. Il est caractérisé par la formation de l'olivine et de la trémolite dans les marbres au contact avec l'intrusion, la transformation des dolomies pures en marbres dolomitiques noirs, ainsi que l'apparition de l'andalousite dans les métapélites environnantes.
- 3) Le stade hydrothermal rétrograde (Fig. VI-7c-1 et c-2), marqué par une importante activité hydrothermale ($T^{\circ} < 520^{\circ}\text{C}$; fluide riche en H_2O et Si) et provoquant des conditions de métamorphisme de faciès des schistes verts, entraîne le développement des silicates hydratés associés à la calcite en remplaçant les assemblages minéraux formés durant le stade de haute température (Fig. VI-7c-1). En effet, le début de ce stade connaîtra la formation de la serpentine après l'olivine mais aussi la dolomite (réagissant le fluide aqueux riche en silice), et du talc 1 aciculaire ($520 - 350^{\circ}\text{C}$). A posteriori, avec la

diminution de la température des fluides de (350°C), le talc 2 tabulaire et la calcite cristallisent après la réaction entre le fluide aqueux riche en silice et la dolomite (Fig. VI-7c-2). La fin de l'activité hydrothermale ($T < 300^{\circ}\text{C}$) est essentiellement définie par la chloritisation des phlogopites accompagnée d'une précipitation de sulfures et d'oxydes de fer ainsi que la formation de quelques veines de chrysotile. Ce stade a aussi connu la muscovitisation des andalousites précédemment formées dans les métapélites.

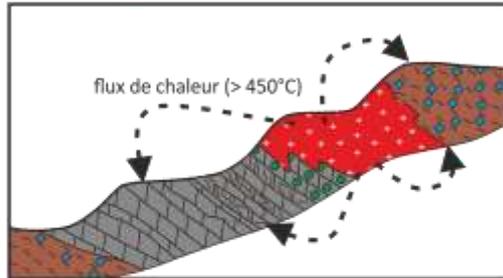
La cristallisation des nouvelles phases minérales a eu lieu dans des veines ou bien au sein de la matrice des roches le long des joints de grains.

4) La talcification terminée, une importante tectonique cassante se traduisant par la formation de grands décrochements orientés NE-SW à NW-SE affectant tout le secteur de Nkob et restructurant le gisement (Fig. VI-7d). Ces décrochements tardifs NE-SW et NW-SE apparaissent liés à la phase transtensive tardi-panafricaine accompagnent la mise en place du Groupe d'Ouarzazate (Leblanc, 1975 ; Azizi et al., 1990 ; Leistel & Quadroussi, 1991 ; Ouguir et al., 1994 ; Levresse, 2001 ; Soulimani et al., 2003).

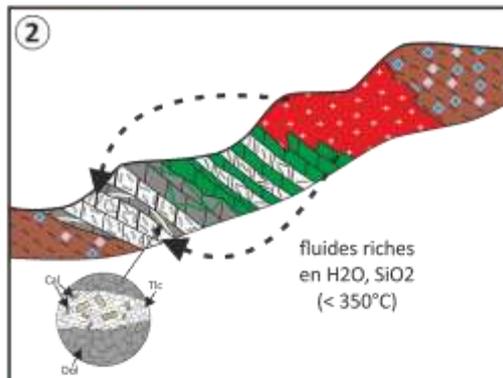
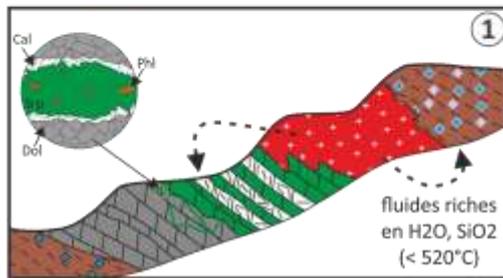
a) **Stade 1 : pré-métamorphique**



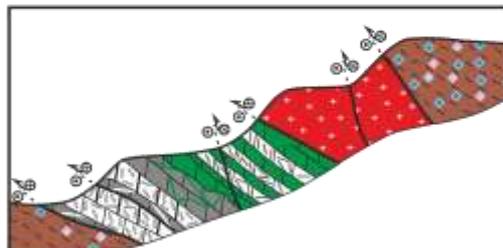
b) **Stade 2 : Haute température**



c) **Stade 3 : hydrothermalisme**



d) **Stade 4 : tectonique cassante**



Dolomie siliceuse	Marbre noir	Talcite 1	Andalousite
Dolomie riche en Ca	Forstérite	Talcite 2	Andalousite muscovitisée
Dolomie pure	Trémolite	Veine à serpentine-calcite	Faille décrochante
Granite	Marbre vert serpentinisé	Veine à talc-calcite	

Figure VI-7 : Modèle génétique conceptuel global pour la formation du talc dans le gisement de Nkob.

Toutes ces caractéristiques ressorties pour le gisement de Nkob sont très comparables aux gisements de talc d'origine carbonatée formés dans un contexte d'une auréole de contact d'un pluton felsique, en particulier les occurrences talquées coréennes et égyptiennes (Schandl et al., 1999 ; Shin et Lee, 2002) où la trémolite est impliquée dans la génération de talc pendant la rétrogression et l'hydrothermalisme des roches calco-silicatées, mais aussi des occurrences françaises, autrichiennes, allemandes, espagnoles et afghanes où le talc s'est formé à partir de la dolomite (ou de la magnésite) durant l'hydrothermalisme affectant des roches carbonatées magnésiennes (Prochaska, 1989 ; de Parseval, 1992, 2004 ; Hecht et al, 1999 ; Tornos et Spiro, 2000 ; Tahir et al., 2018).

Cependant, l'absence de roches calco-silicatées (roches riches en diopside, trémolite ou wollastonite) au sein du gisement de Nkob est en désaccord avec les occurrences talquées sud-coréennes étudiées par Shin et Lee (2002). Au sein de ces dernières, les roches calco-silicatées sont interprétées comme un produit d'une décarbonatation et d'un métasomatisme siliceux des roches dolomitiques pendant le stade prograde. Dans le cas de Nkob, l'addition de la silice (et H₂O) est liée au stade hydrothermal rétrograde conduisant à la formation de veines de serpentine (+ phlogopite et calcite) à une température < 520 °C mais aussi au remplacement de la dolomite par la calcite et les silicates magnésiens hydratés le long des limites des grains (Fig. VI-7c).

Dans le cas du gisement de Nkob, aucun contrôle structural de la minéralisation n'a été observé, contrairement à de nombreux gisements de talc mondiaux liés au développement de failles ou de zones de cisaillement concomitantes à l'hydrothermalisme, comme par exemple à Trimouns en France (de Parseval et al., 2004),

Lassing et Rabenwald en Allemagne (Prochaska, 1989) ; Göpfersgrün en Allemagne (Hecht et al., 1999) et Puebla de Lillo en Espagne (Tornos et Spiro, 2000). Ces gisements enregistrent habituellement des températures de métamorphisme/hydrothermalisme plus basses (généralement < 400°C ; Hecht et al., 1999 ; Moine et al., 1989), pouvant atteindre jusqu'à 550°C lorsqu'ils sont formés à une pression plus élevée (jusqu'à 9 kbar ; Moine et al., 1989). La minéralogie de ces gisements est également très différente, s'où la trémolite et la serpentine sont rares ou absentes contre une abondance de la chlorite associé au talc (Prochaska et al., 1989 ; Moine et al., 1989 ; de Parseval et al., 2004). Cette dernière reste présente au sein du gisement de Nkob mais plutôt comme composant mineur formé par remplacement de la phlogopite.

Ces différences majeures sont les conséquences de processus métasomatiques exerçant un contrôle majeur sur les dépôts de talc liés à des failles ou des zones de cisaillement. Les ingrédients nécessaires pour la formation du talc sont issus de roches proximales. Le Mg provient généralement de roches basiques-ultrabasiques ou dolomites proximales, tandis que le Si (en phase fluide aqueuse) est acheminé par les fluides métasomatiques dérivés de roches silicatées avoisinantes tels que des gneiss, micaschistes, plutons granitiques.... Par exemple, le talc de Trimouns s'est formé après la transformation métasomatique des carbonates dolomitiques (Boulvais et al., 2006) tandis que les schistes alumineux se sont transformés en niveaux riches en chlorite. Toutes ces transformations sont une conséquence de la circulation hydrothermale, du métasomatisme et du lessivage le long d'une zone de cisaillement majeure au Crétacé (Schärer et al., 1999 ; de Parseval et al., 2004 ; Boutin et al., 2016 ; Boutin, 2016). La source de Mg pour former le talc était censée être le manteau exhumé proximal (Moine et al., 1989) mais des données plus récentes suggèrent que, alternativement, il provenait des carbonates dolomitiques proximaux

(Boutin, 2016). Cette dernière hypothèse peut expliquer la similitude entre les compositions chimiques du talc du gisement de Nkob et du talc de Trimouns (France ; in de Parseval, 1992) (Fig. IV-12), contrairement au talc associé aux roches ultrabasiques du désert oriental d'Egypte (dans El-Sharkawy, 2000) qui paraît appauvri en Si, Mg mais riche en Fe (Fig. IV-12).

Le gisement de talc de Nkob demeure vraiment unique dans le sens où il abrite un mélange de deux types de talc formés par deux processus différents : le talc aciculaire situé dans la zone de contact avec le granite et formé après décomposition de la trémolite aciculaire dans une plage de température de 350 à 500°C, et le talc tabulaire dans l'auréole externe formé par réaction entre la dolomite et les fluides aqueux siliceux à des températures inférieures à 350°C (Chapitre 4, section IV). La différence du minéral précurseur (trémolite et dolomite) impliqué dans la formation du minerai de talc est liée à l'évolution métamorphique de l'auréole de Nkob, une évolution contrôlée par la lithologie du protolithe, la température du métamorphisme et aussi la composition de la phase fluide. Ce cas d'un gisement de talc comprenant une minéralisation formée par divers processus reste très unique et a été rarement cité (gisement de talc de Dongyang en Corée du Sud ; Park et al., 1995 ; Shin et al., 2004).

V. Implications pour l'exploitation minière

Les résultats obtenus durant ce travail constituent quelques guides susceptibles d'orienter efficacement les futures campagnes d'exploitation. Notons que l'un des principaux problèmes des gisements de talc (que ce soit dans un contexte de roches carbonatées ou ultrabasiques) est la présence d'impuretés, notamment les minéraux asbestiformes tels que le chrysotile et la trémolite (Van Gosen et al., 2004).

Cependant, la minéralisation talquée au sein du gisement de Nkob est remarquablement pure et ne présente que des impuretés mineures telles que de rares trémolites aciculaires ne présentant aucun habitus asbestiforme et de la chlorite. Cette dernière reste une composante mineure par rapport à d'autres gisements, notamment celui de Trimouns (de Parseval et al., 2004 ; Boutin, 2016). En revanche, bien que mis en évidence au sein du gisement, les minéraux amiantifères tel que le chrysotile restent assez rares et ne sont observés que vers la partie Nord-Ouest du gisement, au contact direct avec l'intrusion granitique. Le chrysotile n'est jamais mis en évidence au sein des talcites (aucun mélange entre talc et chrysotile), et reste limité à quelques pures veines (d'épaisseur centimétrique à décimétrique) traversant les marbres au contact avec le granite.

Etant donné qu'une carrière à ciel ouvert est déjà installée pour but d'une future extraction du minerai talqué, ces observations constituent un important guide d'exploitation à l'échelle du gisement. Une exploitation minière prudente évitant les zones où le chrysotile est présent (la partie Nord-Ouest du gisement, au contact direct avec l'intrusion granitique) devrait éliminer les risques pour la santé associés à la présence de ce minéral.

Conclusions générales et perspectives

I. Conclusions générales

Depuis longtemps, plusieurs études ont été réalisées sur les gisements de l'Anti-Atlas et divers modèles ont été proposés interprétant la mise en place des minéralisations. Notre étude sur le gisement de talc de Nkob s'inscrit dans la continuité de ces travaux, et a pour objectif d'allier de nouvelles données de cartographie, pétrologie, pétro-minéralogie, modélisation thermodynamique et géochronologie, afin de bien cerner et de comprendre le mode de formation de la minéralisation talquée située au dans la zone de Nkob, ainsi que de proposer un nouveau modèle global de formation pour ce gisement qui demeurait jusque-là inétudié.

Les principales conclusions qui ressortent de ce projet de thèse peuvent être résumées comme suit :

- 1- Le gisement de talc de Nkob est localisé au Sud-Est de la boutonnière de Sirwa. Il s'est formé dans l'auréole de contact du granite édiacarien d'Amassine qui a intrudé les formations sédimentaires (telles que les dolomies et les métapélites) du groupe de Taghdout.
- 2- Deux stades métamorphiques ont été définis pour la formation du gisement : (1) un stade à haute température ($T > 500^{\circ}\text{C}$) lié à la mise en place du granite d'Amassine, principalement défini par l'apparition d'olivine, de trémolite et de phlogopite. Les marqueurs de ce stade sont préservés dans la partie Nord-Ouest du gisement au contact de l'intrusion, et (2) un stade hydrothermal rétrograde ayant lieu dans des conditions de faciès schistes verts ($< 520^{\circ}\text{C}$), marqué par l'interaction avec des fluides aqueux riches en silice responsables de la formation excessive de minéraux hydratés incluant la serpentine, le talc (et la chlorite) associés à la calcite.

- 3- Plusieurs facteurs ont contrôlé la formation des lithologies et assemblages minéraux au sein du gisement (nature des roches dans l'auréole de contact du granite) : on en cite les conditions P-T, la composition du protolithe et l'interaction fluide-roche.
- 4- Deux types de talc sont identifiés au sein du gisement : (1) un talc aciculaire provenant de la dégradation de la trémolite à des températures comprises entre 350°C et 520°C (localisé dans l'auréole de contact interne), et (2) un talc tabulaire formé après la réaction entre la dolomie et les fluides aqueux siliceux à des températures inférieures à 350°C (localisé dans l'auréole de contact externe).
- 5- Un âge de 601 ± 2 Ma a été obtenu pour la mise en place du granite d'Amassine, tandis que les nouvelles données $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ sur muscovites définissent des âges de 592 ± 2 et 591 ± 3 Ma pour le refroidissement des métapélites incluses dans l'auréole du granite.

Le nouvel âge de 601 ± 2 Ma (U-Pb sur zircons) définit la limite supérieure du Groupe de Saghro. Quant à la datation par la méthode U/Pb sur des zircons détritiques de l'échantillon de la métapélite du Groupe de Taghdout suggèrent un dépôt entre 601 Ma et 3.0 Ga (avec absence de zircons plus jeunes que 1.7 Ga).

- 6- Notre étude fournit des implications importantes pour l'exploitation minière. Les résultats obtenus durant ce travail sont susceptibles d'orienter les futures campagnes d'exploitation, et permettront d'éviter les zones à présence de minéraux amiantifères tel le chrysotile.

II. Perspectives

Malgré toutes ces données qu'on a pu apporter au cours de ce travail, et qui ont permis de bien caractériser le gisement de talc de Nkob de l'Anti-Atlas marocain et de comprendre

son mode de formation, plusieurs perspectives sont encore à aborder lors de travaux futurs.

- Effectuer une étude microthermométrie approfondie couplée à la spectroscopie Raman et la LA-ICP-MS sur les inclusions fluides permettra de définir la nature précise et l'origine de la phase fluide aqueuse, et de déterminer de manière sûre si le fluide a été exsudé par le granite en cours du refroidissement ou s'il provient de la déshydratation des métapélites hôtes. Etant qu'un essai de déterminations microthermométriques sur des inclusions fluides dans les cristaux de calcite associés au talc et fondés dans les veines a été entamé durant cette étude, mais n'a pas abouti en raison de leur petite taille et de la difficulté de réaliser des expériences dedans.
- Il serait intéressant d'étudier les isotopes de carbone au sein des carbonates afin de déterminer la signature potentielle et la source du (des) fluide (s) minéralisateur (s) (eau de mer, eau météorique, déshydratation de sédiments...), mais aussi de contraindre l'âge approximatif du Groupe de Taghdout dans la boutonnière de Sirwa.
- Bien que des nouvelles données de datations ont été apportées durant cette étude, nous ne disposons pas d'âge direct de la minéralisation talquée à Nkob. Plus de contraintes géochronologiques peuvent être apportées, en effectuant des datations, si les méthodes le permettent, directement sur le talc (ou la phlogopite). Il n'est pas à exclure qu'il y ait eu des remaniements paléozoïques, comme proposé pour certains gisements métalliques de l'Anti-Atlas.
- Notons l'existence d'indices de talc dans la zone de Tirsal située à peu près 15 km de la zone de Nkob, ainsi que d'autres indices présents dans la région de Khzama

(Nord du Sirwa) et qui demeurent inétudiés. Il serait intéressant de caractériser ces indices et essayer d'en proposer des modèles de formation et de les transposer à celui obtenu pour Nkob, dans le but de fournir une synthèse générale sur les indices talqués anti-atlasiques.

Références bibliographiques

A

- Abati, J., Aghzer, A., Gerdes, A., Ennih, N., 2010. Detrital zircon ages of Neoproterozoic sequences of the Moroccan Anti-Atlas belt. *Precambrian Research*, 181, 115-128.
- Abia et al., 2011. Editions du Service Géologique du Maroc 2011. 9 volumes.
- Admou, A., Razin, Ph., Egal, E., Youbi, N., Soulaïmani, A., Blein, O., Chèvre-Mont, Ph., Gasquet, D., Barbanson, L., Bouabdelli, M., Anzar-Conseil, 2013, Notice explicative, carte geol. Maroc (1/50000). Notes et Mémoires Serv. Géol. Maroc N°533bis, MEM/BRGM, carte geologique par Admou, A., Fekkak, A., Razin, Ph., Egal, E., Youbi, N., Soulaïmani, A., Blein, O., Baudin, T., Chèvre-Mont, Ph. (2013).
- Admou, H., 2000. Structuration de la paléosuture ophiolitique panafricaine de Bou Azzer-Siroua (Anti-Atlas central, Maroc). Thèse Doct. Etat, Univ. Cadi Ayyad Marrakech, 201 p.
- Ait Lahna, A., Tassinari, C.G.C., Youbi, N., Admou, H., Mata, J., Bouougri, E.H., Chaib, L., Ernst, R., Soderlund, U., Boumehdi, M.H., Bensalah, M.K., Aarab, E., 2016. Refining the stratigraphy of the Taghdout Group by using the U-Pb geochronology of the Taghdout Sill (Zenaga inlier, Anti-Atlas, Morocco) *Acta Geologica Sinica (English Edition)*, 90 (supp. 1), p. 1.
- Ait Lahna, A., Youbi, N., Tassinari, C.C.G., Basei, M.A.S., Ernst, R.E., Chaib, L., Barzouk, A., Mata, J., Gärtner, A., Admou, H., Boumehdi, M.A., Söderlund, U., Bensalah, M.K., Bodinier, J.-L., Maacha, L., Bekker, A., 2020. Revised Stratigraphic Framework for the Lower Anti-atlas Supergroup Based on U–Pb Geochronology of Magmatic and Detrital Zircons (Zenaga and Bou Azzer-El Graara inliers, Anti-atlas belt, Morocco). *J. Afr. Earth Sci.* 171, 103946.

- Aït Malek, H., Gasquet, D., Bertrand, J.-M., Leterrier, J., 1998. Géochronologie U-Pb sur zircon de granitoïdes éburnéens et panafricains dans les boutonnières protérozoïque d'Igherm, du Kerdous et du Bas Drâa (Anti-Atlas occidental, Maroc). *Earth & Planetary Sciences*, v. 327, p. 819–826.
- Alvaro, J.J., Benziane, F., Thomas, R., Walsh, G.J., Yazidi, A., 2014a. Neoproterozoic–Cambrian stratigraphic framework of the Anti-Atlas and Ouzellagh promontory (High Atlas), Morocco. *J. Afr. Earth Sci.* 98, 19–33.
- Álvaro, J.J., Bellido, F., Gasquet, D., Pereira, M.F., Quesada, C., Sánchez-García, T., 2014b. Diachronism in the late Neoproterozoic–Cambrian arc-rift transition of North Gondwana: A comparison of Morocco and the Iberian Ossa-Morena Zone. *Journal of African Earth Sciences*, 98, 113–132.
- Anderson, D. L., Mogk, D.W., Childs, J.F., 1990. Petrogenesis and timing of talc formation in the Ruby Range, Southwestern Montana. *Econ. Geol.*, v.85, pp.585–600.
- Anovitz, L.M., Essene, E.J. 1987. Phase relations in the system CaCO₃-MgCO₃-FeCO₃: *J. Petrol.*, v. 28, p. 389–414.
- Azizi Samir, M.R., Ferrandini, J., Tane, J.L., 1990. Tectonique et volcanisme tardi-Pan Africains (580-560 M.a.) dans l'Anti-Atlas Central (Maroc): Interpretation geodynamique a l'echelle du NW de l'Afrique. *J. Afr. Earth Sci.* 10, 549–563.

B

- Baratoux, L., Söderlund, U., Ernst, R.E., De Roever, E., Jessell, M.W., Kamo, S., Naba, S., Perrouty, S., Metelka, V., Yatte, D., Grenholm, M., Diallo, D.P., Ndiaye, P.M., Dioh, E., Cournède, C., Benoit, M., Baratoux, D., Youbi, N., Rousse, S., Bendaoud, A., 2019. New U–Pb baddeleyite ages of mafic dyke swarms of the west african and Amazonian cratons : implication for their configuration in supercontinents through time. *R.K.*

- Srivastava, et al. (Eds.), *Dyke Swarms of the World: A Modern Perspective*, Springer Geology, Springer Nature Singapore Pte Ltd, pp. 263-314.
- Barbey, P., Oberli, F., Burg, J.P., Nachit, H., Pons, J., Meier, M., 2004. The Palaeoproterozoic in western Anti-Atlas (Morocco): A clarification. *Journal of African Earth Sciences*, v. 39, p. 239–245.
- Barodi, E.B, Watanabe, Y., Mouttaqi, A., Annich, M., 2002. Méthodes et techniques d'exploration minière et principaux gisements au Maroc. Projet JICA/BRPM. ISBN : 9954-8128-0-6, 329 p.
- Barth, M.G., Rudnick, R.L., Carlson, R.W., Horn, I., and McDonough, W.F., 2002, Re–Os and U–Pb geochronological constraints on the eclogite–tonalite connection in the Archean Man Shield, West Africa: *Precambrian Research*, v. 118, p. 267–283.
- Bateman, R., 1982. The zoned Bruinbun granitoid pluton and its aureole. *Journal of the Geological Society of Australia*, 29(3-4), pp.253-265.
- Belkacim, S., Ikenne, M., Souhassou, M., El Basbas, A., Toummite, A., 2014. The Cu-Mo±Au mineralizations associated to the High-K calc- alkaline granitoids from Tifnoute valley (Siroua massif, anti-atlas, Morocco) : an arc-Type porphyry in the late neoproterozoic series J. *Environ. Earth Sci.*, 4 (14), pp. 90-106
- Benbrahim, M., Aissa, M., 2005. Le gisement aurifère d'Iourirn (boutonnière de Tagragra d'Akka, Anti-Atlas occidental, Maroc): un exemple de minéralisation mésothermale dans les formations paléoprotérozoïques. *Bull. Inst. Sci. Rabat, Sci. Terre*, 27, 41-46.
- Bensaou, M., Hamoumi, N., 1999. Paléoenvironnements et minéralisations de l'Anti-Atlas occidental marocain au Cambrien précoce. *Chron. Rech. Min.* 536/537, 113–120.

- Benssaou, M., Hamoumi, N., 2003. Le graben de l'Anti-Atlas occidental (Maroc) : contrôle tectonique de la paléogéographie et des séquences au Cambrien inférieur. *Comptes Rendus Geosci.* 335, 297–305.
- Benssaou, M., Hamoumi, N., 2004. Les microbialites de l'Anti-Atlas occidental (Maroc): marqueurs stratigraphiques et témoins des changements environnementaux au Cambrien inférieur. *Comptes Rendus Geosci.* 336, 109–116.
- Benziane, F., 2007. Lithostratigraphie et évolution géodynamique de l'Anti-Atlas (Maroc) du Paléoprotérozoïque au Néoprotérozoïque: exemples de la boutonnière de Tagragra de Tata et du Jbel Saghro. Ph.D. Univ. Savoie, France.
- Benziane, F., Yazidi, A., 1982. Géologie de la Boutonnière précambrienne d'Ifni (Anti-Atlas occidental). Editions du Service geologique du Maroc.
- Berg, R.B., 1979. Talc and chlorite deposits in Montana. *Montana Bureau of Mines and Geology.*
- Bjerga, A., Konopásek, J., Pedersen, R.B., 2015. Talc-carbonate alteration of ultramafic rocks within the Leka Ophiolite Complex, Central Norway. *Lithos*, 227, 21–36.
- Bleam, W.F., 1990. Electrostatic potential at the basal (001) surface of talc and pyrophyllite as related to tetrahedral sheet distortions. *Clays and Clay Minerals* 38, 522.
- Blein, O., Baudin, T., Soulaïmani, A., Cocherie, A., Chèvremont, P., Admou, H., Ouanaimi, H., Hafid, A., Razin, P., Bouabdelli, M. and Roger, J., 2014a. New geochemical, geochronological and structural constraints on the Ediacaran evolution of the south Sirwa, Agadir-Melloul and Iguerda inliers, Anti-Atlas, Morocco. *Journal of African Earth Sciences*, 98, pp.47-71.

- Blein, O., Baudin, T., Chevremont, P., Soulaïmani, A., Admou, H., Gasquet, P., Cocherie, A., Egal, E., Youbi, N., Razin, P., Bouabdelli, M., Gombert, P., 2014b. Geochronological constraints on the polycyclic magmatism in the Bou Azzer-El Graara inlier (central Anti-Atlas Morocco). *J. Afr. Earth Sci.* 99, 287-306.
- Blein, O., Chevremont, P., Baudin, T., Hafid, A., Admou, H., Soulaïmani, A., Ouanaimi, H., Bouabdelli, M., Gasquet, D., Padel, M., 2022. Contrasting Paleoproterozoic granitoids in the Kerdous, Tagragra d'Akka, Agadir-Melloul and Iguerda inliers (western Anti-Atlas, Morocco). *Journal of African Earth Sciences*, p.104500.
- Blount, A.M., Vassiliou, A.H., 1980. The mineralogy and origin of the talc deposits near Winterboro, Alabama. *Economic Geology*, 75(1), pp.107-116.
- Bol, L.C.G.M., Bos, A., Sauter, P.C.C., Jansen, J.B.H., 1989. Barium-titanium-rich phlogopites in marbles from Rogaland, southwest Norway. *Am. Mineral.*, 74, 439-447.
- Bosch, D., Garrido, C.J., Bruguier, O., Dhuime, B., Bodinier, J.L., Padron-Navarta, J.A., Galland, B., 2011. Building an island-arc crustal section: time constraints from a LA-ICP-MS zircon study. *Earth and Planetary Science Letters*. Elsevier 309, 268-279.
- Bouabdellah, M., Maacha, L., Levresse, G. and Saddiqi, O., 2016. The Bou Azzer Co-Ni-Fe-As (\pm Au \pm Ag) district of Central Anti-Atlas (Morocco): A long-lived late Hercynian to Triassic magmatic-hydrothermal to low-sulphidation epithermal system. In *Mineral Deposits of North Africa* (pp. 229-247). Springer, Cham.
- Bouchta, R., Boyer, F., Routhier, P., Saadi, M., Salem, M., 1977. L'aire cuprifère de l'Anti-Atlas (Maroc) ; permanence et arêtes riches. *CR Acad Sci Paris* 284 : 503-506.

- Boulvais, P., Parseval, (de) P., D'Hulst, A., Paris, P., 2006. Carbonate alteration associated with talc-chlorite mineralization in the eastern Pyrenees, with emphasis on the St. Barthelemy Massif: *Mineralogy and Petrology*, v. 88, no. 3-4, p. 499-526.
- Bouougri, E.H., Ait Lahna, A., Tassinari, C.C.G., Basei, M.A.S., Youbi, N., Admou, H., Saquaque, A., Boumehdi, A., Maacha, L., 2020. Time constraints on early Tonian Rifting and Cryogenian Arc terrane-continent convergence along the northern margin of the West African craton: insights from SHRIMP and LA-ICP- MS zircon geochronology in the Pan-African Anti-Atlas belt (Morocco). *Gond. Res.* 85, 169-188
- Bouougri, E.H., Saquaque, A., 2004. Lithostratigraphic framework and correlation of the Neoproterozoic northern West African Craton passive margin sequence (Sirwa-Zenaga- Bouazzer Elgraara Inliers, Central Anti-Atlas, Morocco): an integrated approach. *Journal of African Earth Sciences*, 39, 227-238.
- Bourdelle, F., Cathelineau, M., 2015. Low-temperature chlorite geothermometry: a graphical representation based on a T-R₂₊-Si diagram. *European Journal of Mineralogy*, 27(5), pp.617-626.
- Bourdelle, F., Parra, T., Chopin, C., Beyssac, O., 2013. A new chlorite geothermometer for diagenetic to low-grade metamorphic conditions: *Contrib. Mineral. Petrol.* 165 (4), 723-735.
- Bourque, H., 2016. Le cuivre de l'Anti-Atlas, un problème complexe : synthèse des occurrences cuprifères de la boutonnière de Bou Azzer-El Graara et nouvelles données (Anti-Atlas, Maroc). *Sciences de la Terre*. Université d'Orléans. Français. NNT : 2016ORLE2055.

- Bourque, H., Barbanson, L., Sizaret, S., Branquet, Y., Ramboz, C., 2014, Copper mineralisation in Adoudounian Cover of the Bou Azzer-El Graara (Anti Atlas, Morocco): Tectono-Stratigraphic Controls, 2, 3–6.
- Bourque, H., Barbanson, L., Sizaret, S., Branquet, Y., Ramboz, C., Ennaciri, A., El Ghorfi, M., Badra, L., 2015. A contribution to the synsedimentary versus epigenetic origin of the Cu mineralizations hosted by terminal Neoproterozoic to Cambrian formations of the Bou Azzer–El Graara inlier: New insights from the Jbel Laassel deposit (Anti Atlas, Morocco). *J. Afr. Earth Sci.* 107, 108–118.
- Bousquet, R., Mamoun, R. El, Saddiqi, O., Goffé, B., Ller, A.M., Madi, A., 2008. Mélanges and ophiolites during the Pan-African orogeny: the case of the Bou-Azzer ophiolite suite (Morocco). *The Geological Society of London*, v. 297, p. 233-247.
- Boutin, A., 2016. Étude des conditions de formation du gisement de talc–chlorite de Trimouns (Ariège, France). Unpublished PhD thesis, Université de Toulouse.
- Boutin, A., de Saint Blanquat, M., Poujol, M., Boulvais, P., de Parseval, P., Rouleau, C., Robert, J.F., 2016. Succession of Permian and Mesozoic metasomatic events in the eastern Pyrenees with emphasis on the Trimouns talc–chlorite deposit. *International Journal of Earth Sciences*, 105(3), pp.747-770.
- Brady, J.B., Cheney, J.T., Rhodes, A.L., Vasquez, A., Green, C., Duvall, M., Kogut, A., Kaufman, L., Kovaric, D., 1998. Isotope geochemistry of Proterozoic talc occurrences in Archean marbles of the Ruby Mountains, southwest Montana, USA. *Geological Materials Research*, 1(2), p.1.
- Bricker, O.P., Nesbitt, H.W., Gunter, W. D., 1973. The stability of talc. *American Mineralogist*, 58,64-12.

- Brigatti, M.F., Malferrari, D., Laurora, A., Elmi, C., 2011. Structure and mineralogy of layer silicates: recent perspectives and new trends. In: Brigatti, M.F., Mottana, A. (Eds.), Layered Mineral Structures and Their Application in Advanced Technologies, EMU Notes in Mineralogy, vol. 11. Mineralogical Society, London, pp. 1–71.
- Bucher, K., Frey, M., 2002. Metamorphic rocks. In Petrogenesis of Metamorphic Rocks (pp. 17-48). Springer, Berlin, Heidelberg.
- Bucher, K., Grapes, R., 2011. Petrogenesis of Metamorphic Rocks 8th Edition, Springer. ISBN: 978-3-540-74168-8.
- Bucher-Nurminen, K., 1981. Petrology of chlorite-spinel marbles from NW Spitsbergen (Svalbard). *Lithos*, 14(3), pp.203-213.
- Bucher-Nurminen, K., 1981. The formation of metasomatic reaction veins in dolomitic marble roof pendants in the Bergell intrusion (Province Sondrio, Northern Italy). *American Journal of Science*, 281(9), pp.1197-1222.

C

- Cahen, L., Snelling, N.J., Delhal, J., Vail, J.R., Bonhomme, M. and Ledent, D., 1984. The geochronology and evolution of Africa (Doctoral dissertation).
- Camara, A.L., 2003. Uso de talco nacional como aditivo adsorvente de piches e materiais pegajosos no processo de fabricação do papel. Dissertação de Mestrado. Curso de PósGraduação em Engenharia Metalúrgica e de Minas, UFMG. pp. 48-51.
- Carignan, J., Hild, P., Mevelle, G., Morel, J., Yeghicheyan, D., 2001. Routine analyses of trace elements in geological samples using flow injection and low pressure on-line liquid chromatography coupled to ICP-MS: A study of geochemical reference materials BR, DR-N, UB-N, AN-G and GH. *Geostandards Newsletter*, 25(2-3), pp.187-198.

- Chabu, M., 1995. FROM THE KIPUSHI Zn-Pb-Cu DEPOSIT, SHABA, ZAIRE. *The Canadian Mineralogist*, 33, pp.547-558.
- Chalot-Prat, F., Gasquet, D., Roger, J., Hassenforder, B., Chevremont, P., Baudin, T., Razin, P., Benlakhdim, A., Benssaou, M., Mortaji, A., 2001. Mémoire explicatif, carte géol. Maroc (1/50,000), Feuille Sidi Bou'addi. Notes et Mémoires Serv. Géol. Maroc, No. 415 bis. MICEM/BRGM.
- Chang, Z., Meinert, L.D., 2008. The Empire Cu-Zn mine, Idaho: Exploration implications of unusual skarn features related to high fluorine activity. *Economic Geology*, 103(5), pp.909-938.
- Charlot, R., 1976. The Precambrian of the Anti-Atlas (Morocco) : A geochronological synthesis : *Precambrian Research*, v. 3, no. 3 SU -, p. 273-299.
- Charlot, R., 1978. Caractérisation des événements éburnéens et panafricains dans l'Anti-Atlas marocain. Apport de la méthode géochronologique Rb-Sr. *Notes Mém. Serv. Géol. Maroc*, v. 313, 106p.
- Chauhan, V.S., Bhardwaj, N.K., Chakrabarti, S.K., 2013. Effect of particle size of magnesium silicate filler on physical properties of paper. *The Canadian Journal of Chemical Engineering* 91, 855-861.
- Cheilletz, A., Levresse, G., Gasquet, D., Azizi Samir, M.R., Zyadi, R., Archibald, D.A., 2002. The Imiter epithermal deposit (Morocco) : new petrographic, microtectonic and geochronological data. Importance of the Precambrian-Cambrian transition for major precious metals deposits in the Anti-Atlas. *Miner. Deposita* 37, 772-781.
- Chevremont, Ph., Blein, O., Razin, Ph, Simon, B., Baudin, T., Ouanaïmi, H., Soulaïmani, A., El Janati, M., Bouabdelli, M., Abia, E.H., Admou, H., Hafid, A., Beni Akhy, R., 2013. Notice explicative carte géol. Maroc (1/50 000), feuille Ighriy, Notes et Mémoires Serv.

- Géol. Maroc, n°548, MEM/BRGM. Carte géologique par Ouanaimi, H., Chèvremont, Ph., Blein, O., Simon, B., Baudin, T., Razin, Ph., Smektala, F., Soulaïmani, A., El Janati, M., Abia, E.H., Admou, H., Hafid, A., Bouabdelli, M.
- Choubert, G., 1963. Histoire géologique du précambrien de l'Anti-Atlas. Notes et Mémoire de Service Géologique du Maroc. n° 162, (Thèse sciences), 352 p.
- Choubert, G., and Faure-Muret, A., 1980. 1'Anti-atlas (Morocco): Earth-Science Reviews, v. 16, p. 87-113.
- Choubert, G., Faure-Muret, A., 1956. Lexique stratigraphique du Maroc, Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc, 134 (1956), p. 165
- Choubert, G., Faure-Muret, A., 1970. Livret guide de l'excursion Anti-Atlas occidental et central. Presented at the Colloque int. sur les corrélations du Précambrien, Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc, p. 259.
- Clauer, N., 1974. Utilisation de la méthode Rb-Sr pour la datation d'une schistosité de sédiments peu métamorphisés : application au Précambrien II de la boutonnière de Bou- Azzer- El Graara (Anti-Atlas, Maroc). Earth Planet. Sci Lett., 22, 404-412.
- Clauer, N., 1976. Géochimie isotopique du strontium des milieux sédimentaires. Application à la géochronologie du Craton Ouest Africain. Thèse Université de Strasbourg I, 256 p.
- Clavel, M., Leblanc, M., 1971. Liaison entre tectonique et minéralisation cuprifère dans les dolomies infracambriennes de la région du Jbel N'Zourk (Anti-Atlas central, Maroc). Notes Serv. Geol. Maroc, 237, 229-232.
- Claverie, M., Dumas, A., Carême, C., Poirier, M., Le Roux, C., Micoud, P., Martin, F., Aymonier, C., 2018. Synthetic Talc and Talc-like structures: preparation, features and applications Chem. A Eur. J., 24, pp. 519-542

- Compston, W., Williams, J. L., Kirschvink, J. L., Zhang, Z. Ma G., 1992. Zircon U – Pb ages for the Early Cambrian time scale. *Journal of the Geological Society, London*, 127, 319 – 332 .
- Connolly, J.A.D., 1990. Multivariable phase-diagrams - an algorithm based on generalized thermodynamics. *Am. J. Sci.* 290, 666-718.
- Connolly, J.A.D., 2009. The geodynamic equation of state: What and how. *Geochemistry, Geophys. Geosystems* 10, Q10014.
- Cook, S.J. And Bowman, J.R., 2000. Mineralogical evidence for fluid–rock interaction accompanying prograde contact metamorphism of siliceous dolomites: Alta Stock Aureole, Utah, USA. *Journal of Petrology*, 41(6), pp.739-757.
- Cook, S.J., Bowman, J.R., 1994. Contact metamorphism surrounding the Alta stock: Thermal constraints and evidence of advective heat transport from calcite+dolomite geothermometry. *American Mineralogist*, 79(5-6), pp.513-525.

D

- D'Lemos, R.S., Inglis, J.D., Samson, S.D., 2006. A newly discovered orogenic event in Morocco : Neoproterozoic ages for supposed Eburnean basement of the Bou Azzer inlier, Anti-Atlas Mountains. *Precambrian Research*, 147, 65–78.
- Dahmani, A., 1995. Développement des auréoles de contact d'oualmès et de ment (Maroc central): étendue, zones métamorphiques et histoires de réchauffement et de refroidissement. Université du Québec à Chicoutimi.
- Daw, J.D., Nicholson, P.S., Embury, J.D., 1972. Inhomogeneous dehydroxylation of talc. *J Am Ceram Soc* 55 : 149–151.

- De Beer, C.H., Chevallier, L.P., De Kock, G.S., Gresse, P.G., Thomas, R.J., 2000. Mémoire explicatif de la carte géologique du Maroc au 1/50 000 feuille Sirwa. Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc 395, 87 pp.
- De Kock, G.S., De Beer, C.H., Chevallier, L.P., Gresse, P.G., Thomas, R.J., 2000. Notice Explicatif pour Carte Géologique du Maroc au 1/50 000 feuille Taghdout. Notes et Mémoires, Service géologique du Maroc, 396, 142 pp.
- de Parseval, P., 1992. Étude minéralogique et géochimique du gisement de talc et chlorite de Trimouns (Thèse de Doctorat) : Université Toulouse III - Paul Sabatier.
- de Parseval, P., Jiang, S., Fontan, F., Wang, R., Martin, F., Ferret, J., 2004. Geology and ore genesis of the Trimouns talc chlorite ore deposit. *Acta Petrologica Sinica*, 20(4), 877–886.
- de Wall, H., Greiling, R.O., Sadek, M.F., 2001. Post-collisional shortening in the late Pan-African Hamisana high strain zone, SE Egypt: field and magnetic fabric evidence. *Precambrian Research*, 107(3-4), pp.179-194.
- De, Caritat, P., Hutcheon, I., Walshe, J.L., 1993. Chlorite geothermometry: a review. *Clay Mineral.* 41, 219–239.
- Deer, W. A., Howie, R. A., Zussman, J., 1992. *An Introduction to the Rock-forming Minerals*. Harlow : Longman, 696 pp.
- Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman, J., 2009. *Rock-forming minerals*. Volume 3B, Layered silicates excluding micas and clay minerals. London: Geological Society, 2009.
- Dellisanti, F., Valdre, G., Mondonico, M., 2009. Changes of the main physical and technological properties of talc due to mechanical strain. *Appl. Clay Sci.* 42, 398–404 (2009).

- Deyell, C.L., Rye, R.O., Landis, G.P. and Bissig, T., 2005. Alunite and the role of magmatic fluids in the Tambo high-sulfidation deposit, El Indio–Pascua belt, Chile. *Chemical geology*, 215(1-4), pp.185-218.
- Deynoux, M., Affaton, P., Trompette, R., Villeneuve, M., 2006. Pan-African tectonic evolution and glacial events registered in Neoproterozoic to Cambrian cratonic and foreland basins of West Africa. *J. Afr. Earth Sci.*, 46, pp. 397-426 A.
- Diener, J.F.A., Powell, R., White, R.W., Holland, T.J.B., 2007. A new thermodynamic model for clino- and orthoamphiboles in the system Na₂O–CaO–FeO–MgO–Al₂O₃–SiO₂–H₂O–O. *Journal of Metamorphic Geology*, 25(6), pp.631-656.
- Dolansky, L.M., 2007. Controls on the genesis of hydrothermal cobalt mineralisation: Insights from the mineralogy and geochemistry of the Bou Azzer deposits, Morocco: Unpublished M.Sc. thesis, Montreal, Canada, McGill University, 192 p.
- El Bahat A., Ikenne M., Söderlund U., Cousens B., Youbi N., Ernst R., Soulaïmani A., El Janati M., Hafid A., 2013. U-Pb baddeleyite ages and geochemistry of dolerite dykes in the Bas Draa Inlier of the Anti-Atlas of Morocco : newly identified 1380 Ma event in the West African Craton *Lithos*, 174, pp. 85-98.

E

- El Aouli, E.H., Ikenne, M., Amaouain, H., 2010. Petrographic and geochemical characterization of Cryogenian mafic dykes of the Iguerda-Taïfast inlier (Central Anti-Atlas, Morocco). *International Journal of Geomatics and Geosciences* 1, 355–371.
- El Aouli, E.H., Ikenne, M., Beraaouz, E.H., Mortaji, A., 2004. Les roches basiques des boutonnières d'Agadir Melloul et d'Iguerda-Taïfast : témoins de l'histoire

- préorogénique de la chaîne panafricaine de l'Anti-Atlas (Maroc). *Estudios Geologicos* 60, 11–20.
- EL Azmi, D., Aissa, M., Ouguir, H., Mahdoudi, M.L., El Azmi, M., Ouadjo, A., Zouhair, M., 2014. Magmatic context of Bou Skour copper deposit (Eastern Anti-Atlas, Morocco): Petrography, geochemistry and alterations. *J. Afr. Earth Sci.* 97, 40–55.
- El Bahat, A., Ikenne, M., Söderlund, U., Cousens, B., Youbi, N., Ernst, R., Soulimani, A., El Janati, M., Hafid, A., 2013. U-Pb baddeleyite ages and geochemistry of dolerite dykes in the Bas Draa Inlier of the Anti-Atlas of Morocco : newly identified 1380 Ma event in the West African Craton *Lithos*, 174, pp. 85-98
- El Boukhari, A., 1991. Magmatisme et métasédiments associés du Protérozoïque supérieur de la zone de N'Kob (Siroua SE, Anti-Atlas central, Maroc). Une ophiolite formée et mise en place sur la marge du craton ouest africain. Unpublished thesis, Université Cadi Ayyad, Faculté des Sciences, Marrakech, Maroc, p. 485.
- El Boukhari, A., Chabane, A., Rocci, G., Tane, J.L., 1992. Upper Proterozoic ophiolites of the Siroua Massif (Anti- Atlas, Morocco): a marginal sea and transform fault system. *Journal African Earth Sciences*, 14 (1), 67-80.
- El Hadi, H., Simancas, J.F., Martínez-Poyatos, D., Azor, A., Tahiri, A., Montero, P., Fanning, C.M., Bea, F., González-Lodeiro, F., 2010. Structural and geochronological constraints on the evolution of the Bou Azzer Neoproterozoic ophiolite (Anti-Atlas, Morocco). *Precambrian Research*, v. 182, p. 1–14.
- El-Sharkawy, M.F., 2000. Talc mineralization of ultramafic affinity in the Eastern Desert of Egypt. *Mineral. Dep.* 35, 346–363.

- Emberger, A., Pouit, G., 1966. Les minéralisations polymétalliques (Mn, Cu, Pb-Zn) dans les socles hercynien et précambrien et leurs couvertures au Maroc. Notes Serv. geol. Maroc, t. 26, n°188, 115-122.
- Ennaciri, A., 1995, Contribution a l'étude du district a Co, As, (Ni, Au, Ag) de Bou Azzer, Anti-Atlas (Maroc). Données minéralogiques et géochimiques : Etude des inclusions fluides : Unpublished M.Sc. thesis, Université d'Orléans, 238 p.
- Ennaciri, A., Barbanson, L., Touray, J.-C., 1997. Brine inclusions from the Co-As (Au) Bou Azzer District, Anti-Atlas Mountains, Morocco. *Econ. Geol.* 92, 360–367.
- Ennih, N., Liégeois, J.P., 2001. The Moroccan Anti-Atlas: the West African craton passive margin with limited Pan-African activity. Implications for the northern limit of the craton. *Precambrian Research*, 112, 289-302.
- Ennih, N., Liégeois, J.P., 2008. The boundaries of the West African craton, with a special reference to the basement of the Moroccan metacratonic Anti-Atlas belt. In: Ennih, N., Liégeois, J.-P. (eds), *The Boundaries of the West African Craton*. Geological Society, London, Special Publications, 297, 1–17.
- Errami, E., Linnemann, U., Hofmann, M., Gärtner, A., Zieger, J., Gärtner, J., Mende, K., El Kabouri, J., Gasquet, D., Ennih, N., 2020. From Pan-African transpression to Cadomian transtension at the West African margin: New U-Pb zircon ages from the Eastern Saghro inlier (Anti-Atlas, Morocco). *Geol. Soc. Lond., Spec. Pub.* 503, 209-233.
- Errami, E., Linnemann, U., Hofmann, M., Gärtner, A., Zieger, J., Gärtner, J., Mende, K., El Kabouri, J., Gasquet, D., Ennih, N., 2021. Reply to discussion on “From Pan-African transpression to Cadomian transtension at the West African margin: New U-Pb zircon ages from the Eastern Saghro Inlier (Anti-Atlas, Morocco)” by Ikenne et al.

- 2020 (GSL-SP, 503, 209-233). Journal of the Geological Society, Geological Society of London, 2021, pp. jgs 2021-034.
- Essarraïj, S., Boiron, M.-C., Cathelineau, M., Banks, D.A., El Boukhari, A., Chouhaidi, M.Y., 1998. Brines related to Ag deposition in the Zgounder silver deposit (Anti-Atlas, Morocco). *Eur. J. Mineral.*, 10, 1201–1214.
- Essarraïj, S., Boiron, M.-C., Cathelineau, M., Tarantola, A., Leisen, M., Hibti, M., 2016. Mineralogy and ore fluid chemistry of the Roc Blanc Ag deposit, Jebilet Hercynian massif, Morocco. *J. Afr. Earth Sci.*
- Evans, B.W., and Guggenheim, S., 1988. Talc, pyrophyllite, and related minerals, in *Hydrous phyllosilicates*, Vol. 19 of *Reviews in Mineralogy*: Mineralogical Society of America, p. 225-294.

F- G

- Fabre, J., 2005. *Géologie du Sahara occidental et central* (2d ed.). Tervuren Afr. Geosci. Coll., 108. 572 pp.
- Faik, F., Belfoul, M., Bouabdelli, M., Hassenforder, B., 2001. Les structures de la couverture Néoprotérozoïque terminal et Paléozoïque de la région de Tata, Anti-Atlas centre-occidental, Maroc : déformation polyphasée, ou interactions socle/couverture pendant l'orogénèse hercynienne ? *J. Afr. Earth Sci.* 32, 765–776.
- Fekkak, A., Boualoul, M., Badra, L., Amenzou, M., Saquaque, A., El Amrani, I. E. 2000. Origine et contexte géotectonique des dépôts détritiques du Groupe néoprotérozoïque inférieur de Kelaât M'gouna (Anti-Atlas oriental). *Maroc. Journal of African Earth Sciences*, 30, 295–311.

- Fekkak, A., Pouclet, A., and Badra, L., 2002. The pre-pan-African Rifting of Saghro (Anti-Atlas, Morocco): example of the middle neoproterozoic basin of Boumalne. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 173 (1), 25–35.
- Fekkak, A., Pouclet, A., Ouguir, H., Ouazzani, H., Badra, L., Gasquet, D., 2001. Géochimie et signification géotectonique des volcanites du Cryogénien inférieur du Saghro (Anti-Atlas oriental, Maroc). *Geodin. Acta* 14, 373–385.
- Ferry, J.M., 1980. A case study of the amount and distribution of heat and fluid during metamorphism. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 71(4), pp.373-385.
- Ferry, J.M., 1983. Regional metamorphism of the Vassalboro Formation, south-central Maine, USA : a case study of the role of fluid in metamorphic petrogenesis. *Journal of the Geological Society*, 140(4), pp.551-576.
- Fezaa, N., Liégeois, J.P., Abdallah, N., Cherfou, E.H., De Waele, B., Bruguier, O., Ouabadi, A., 2010. Late Ediacaran geological evolution (575–555 Ma) of the Djanet Terrane, Eastern Hoggar, Algeria, evidence for a Murzukian intracontinental episode. *Precam Res.*, 180, pp. 299-327
- Foster, R.J., 1962. Precambrian corundum-bearing rocks, Madison Range, southwestern Montana. *Geological Society of America Bulletin*, 73(1), pp.131-138.
- Fuhrman, ML, Lindsley, DH. 1988. Ternary feldspar modeling and thermometry. *Am. Mineral.* 73 : 201–215.
- Furlong, K.P., Hanson, R.B., Bowlers, J. R., 1991. Modelling thermal regimes. In: Kerrick, D. M. (ed.) *Contact Metamorphism. Miner. Soc. Am. Rev. Miner.* 26, 437—506.
- Gammons, C. H., Matt, D.O., 2002. Using fluid inclusions to help unravel the origin of hydrothermal talc deposits in Southwest Montana: *Northwest Geology*, v. 31, p. 44-53.

- Garner, E.L., Murphy, T.J., Gramlich, J.W., Paulsen, P.J., Barnes, I.L., 1975. Absolute Isotopic Abundance Ratios and the Atomic Weight of a Reference Sample of Potassium. *Journal of research of the national bureau of Standards*, 79A (6), 713-725.
- Gasquet, D., Chèvremont, P., Baudin, T., Chalot-Prat, F., Guerrot, C., Cocherie, A., Roger, J., Hassenforder, B., Cheilletz, A., 2004. Polycyclic magmatism in the Tagragra and Kerdous- Tafeltast inliers (Western Anti-Atlas, Morocco). *J. Afr. Earth Sci.*, 39, 267–275.
- Hawkins, M.P., Beddoe-Stephens, B., Gillespie, M.R., Loughlin, S., Barron, H.F., Barnes, R.P., Powell, J.H., Waters, C.N., Williams, M., 2001. Carte géologique du Maroc au 1/50 000, feuille Tiwit. *Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc*, 404.
- Gasquet, D., Ennih, N., Liégeois, J.P., Soulaïmani, A., Michard, A., 2008. The Pan-African Belt. In: Michard et al. (eds), *Continental evolution: The geology of Morocco*. *Lecture Notes in Earth Sciences*, Springer Verlag, Berlin, 116, 33-64.
- Gasquet, D., Levresse, G., Cheilletz, A., Azizi-Samir M.R., Mouttaqi, A., 2005. Contribution to a geodynamic reconstruction of the Anti-Atlas (Morocco) during Pan- African times with the emphasis on inversion tectonics and metallogenic activity at the Precambrian-Cambrian transition. *Precambrian Research*, 140, 157-182.
- Giese, R.F., 1979. *Clays Clay Miner.*, 27, 213–223.
- Gordon, T.M. and Greenwood, H.J., 1970. The reaction dolomite+ quartz+ water= talc+ calcite+ carbon dioxide. *American Journal of Science*, 268(3), pp.225-242.
- Greenwood, W., 1998. A mineralogical analysis of fibrous talc. Unpublished MSc Thesis, University of Maryland, College Park. 162 pp.

- Grosjean, P., 1992. Le talc, une matière première céramique multifonctions. *Industrie Céramique*, 232–235.
- Gruner, J.W., 1934. The crystal structure of talc and pyrophyllite. *Z. Kristallogr. Krist.*, 88, 422–412-419.
- Guidotti, C.V., 1984. Micas in metamorphic rocks. In S.W. Bailey, Ed., *Micas*, vol. 13, p.357—467. *Reviews in Mineralogy*, Mineralogical Society of America, Washington, D.C.
- Guidotti, C.V., 1978. Muscovite and K-feldspar from two-mica adamellite in northwestern Maine: Composition and petrogenetic implications. *American Mineralogist*, 63, 750–753.
- Guillot, S., Agbossoumondé, Y., Bascou, J., Berger, J., Duclaux, G., Hilairet, N., Ménot, R.P., Schwartz, S., 2019. Transition from subduction to collision recorded in the Pan-African arc complexes (Mali to Ghana). *Precambrian Research*, 320:261-280.

H

- Haddoum, H., Guiraud, R., Moussine-Pouchkine, A., 2001. Hercynian compressional deformation of the Ahnet-Mouydir Basin, Algerian Saharan Platform : far-field stress effects of the Late Palaeozoic orogeny. *Terra Nova*, N°13, pp. 220-226.
- Hafid, A., Sagon, J.P., Julivert, M., Arboleya, M.L., Saquaque, A., El Boukhari, A., Saidi, A., Soler, J.M.F., 2001. Le magmatisme basique filonien néoprotérozoïque de la boutonnière de Zenaga, Anti-Atlas central, Maroc: pétrologie, géochimie et signification géodynamique. *Journal of African Earth Sciences* 32, 707–721.
- Harben, P. W. Kuzvart, M., 1996. *Industrial Minerals: A global Geology*, Industrials Information Ltd. Metal Bulletin, PLC London.

- Harrison, T.M., Ce'le'rier, J., Aikman, A.B., Hermann, J. & Heizler, M.T., 2009. Diffusion of ⁴⁰Ar in muscovite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 73, 1039–1051. DOI: 10.1016/j.gca.2008.09.038.
- Hassenforder, B., 1987. La tectonique panafricaine et varisque de l'Anti-Atlas dans le massif du Kerdous (Maroc). Thèse de doctorat 3ème cycle, Université Louis Pasteur, Strasbourg, France, 249 p.
- Hecht, L., Freiburger, R., Gilg, H.A., Grundmann, G., Kostitsyn, Y.A., 1999. Rare earth element and isotope (C, O, Sr) characteristics of hydrothermal carbonates: genetic implications for dolomite hosted talc mineralization at Göpfersgrün (Fichtelgebirge, Germany). *Chem. Geol.* 155, 115– 130.
- Hedenquist, J.W., Lowenstern, J.B., 1994. The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits. *Nature*, 370(6490), pp.519-527.
- Hefferan, K., Admou, H., Hilal, R., Karson, J., Saquaque, A., Juteau, T., Bohn, M.M., Samson, S., Kornprobst, M., 2002. Proterozoic blueschist-bearing mélange in the Anti-Atlas Mountains, Morocco. *Precambrian Research*, v. 118, p. 179–194.
- Hefferan, K., Soulaïmani, A., Samson, S.D., Admou, H., Inglis, J., Saquaque, A., Latifa, C., Heywood, N., 2014. A reconsideration of Pan African orogenic cycle in the Anti-Atlas Mountains, Morocco. *J. African Earth Sci.*, v. 98, p. 34–4.
- Hefferan, K.P., Admou, H., Karson, J.A., Saquaque, A., 2000. Anti-Atlas (Morocco) role in Neoproterozoic Western Gondwana reconstruction. *Precambrian Research*, v. 103, p. 89–96.
- Hefferan, P.K., Karson J.A. et Saquaque, A., 1992. Proterozoic collisional basins in Pan-African suture zone, Anti-Atlas Mountains, Morocco. *Precambrian Research*, 54: 295-319.

- Heinrich, C.A., Driesner, T., Stefánsson, A., Seward, T.M., 2004. Magmatic vapor contraction and the transport of gold from the porphyry environment to epithermal ore deposits. *Geology*, 32(9), pp.761-764.
- Hey, M.H., 1954. A new review of the chlorites. *Mineralogical magazine and journal of the Mineralogical Society*, 30(224), pp.277-292.
- Hodel, F., Triantafyllou, A., Berger, J., Macouin, M., Baele, J.M., Mattielli, N., Monnier, C., Trindade, R.I.F., Ducea, M.N., Chatir, A., Ennih, N., Langlade, J., Poujol, M., 2020. The Moroccan Anti-Atlas ophiolites : Timing and melting processes in an intra-oceanic arc-back-arc environment *Gond. Res.* 86, 182-202.
- Holland, T. J. B., Powell, R., 1996. Thermodynamics of order–disorder in minerals. *American Mineralogist*, 81, 1425–1437.
- Holland, T.J.B., Powell, R., 1998. An internally-consistent thermodynamic dataset for phases of petrological interest. *J. Metam. Geol.* vol. 16 (pg. 309-344).
- Holland, T.J.B., Powell, R., 2011. An improved and extended internally consistent thermodynamic dataset for phases of petrological interest, involving a new equation of state for solids, *J. Metam. Geol.* 29, 333-383.
- Horstwood, M.S., Košler, J., Gehrels, G., Jackson, S.E., McLean, N.M., Paton, C., Pearson, N.J., Sircombe, K., Sylvester, P., Vermeesch, P., Bowring, J.F., 2016. Community-derived standards for LA-ICP-MS U-(Th-) Pb geochronology–Uncertainty propagation, age interpretation and data reporting. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 40(3), pp.311-332.
- Huch, K.M., 1988. Die Panafrikanische Khzama-geosutur im zentralen Anti-Atlas, Marokko (Doctoral dissertation).

I-J-K

- Ibhi, A., Nachit, H., El Abia, H., 2005. March. Titanium and barium incorporation into the phyllosilicate phases : the example of phlogopite-kinoshitalite solid solution. In *Journal de Physique IV (Proceedings)* (Vol. 123, pp. 331-335). EDP sciences.
- Ikenne, M., Soderlund, U., Ernst, R., Pin, C., Youbi, N., El Aouli, E.H., 2017. A c. 1710 Ma mafic sill emplaced into a quartzite and calcareous series from Igherm, Anti-Atlas, Morocco: evidence that the Taghdout passive margin sedimentary group is nearly 1 Ga older than previously thought *J. Afr. Earth Sci.* 127, 113-135.
- Inglis, J.D., MacLean, J.S., Samson, S.D., D'Lemos, R.S., Admou, H., Hefferan, K., 2004. A precise U-Pb zircon age for the Bleida granodiorite, Anti-Atlas, Morocco: implications for the timing of deformation and terrane assembly in the eastern Anti-Atlas. *J.Afr. Earth Sci.*, 39, 277–283.
- Jackson, S.E., Pearson, N.J., Griffin, W.L., Belousova, E.A., 2004. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology. *Chemical Geology* 211, 47–69.
- Joshi, P. and Sharma, R., 2015. Fluid inclusion and geochemical signatures of the talc deposits in Kanda area, Kumaun, India: implications for genesis of carbonate hosted talc deposits in Lesser Himalaya. *Carbonates and Evaporites*, 30(2), pp.153-166.
- Jouider, A., 1997. Etude des granitoïdes de Protérozoïque supérieur du massif de Ida Ouilloun (Siroua SW Anti Atlas central): Pétrologie, géochimie, typologie des zircons et sites géodynamiques. Thèse 3eme cycle, Université de Marrakech, Maroc, 220 p.

- Jubete, E., Liauw, C.M., Allen, N.S., 2007. Water uptake and tensile properties of carboxylated styrene butadiene rubber-based water born paints: models for water uptake prediction. *Prog. Org. Coat.*, 59, pp. 126-133.
- Kah, L.C., Bartley, J.K., Teal, D.A., 2012. Chemostratigraphy of the Late Mesoproterozoic Atar Group, Taoudeni Basin, Mauritania: muted isotopic variability, facies correlation, and global isotopic trends *Precambrian Res.*, 200–203, pp. 82-103.
- Kerrick, D.M., 1974. Review of metamorphic mixed-volatile (H₂O-CO₂) equilibria. *American Mineralogist: Journal of Earth and Planetary Materials*, 59(7-8), pp.729-762.
- Kesler, S.E., 1994. *Mineral resources, economics and the environment*: Maxwell Macmillan International, New York, 391p.
- Koppers, A.A.P., 2002. ArArCALC—software for ⁴⁰Ar/³⁹Ar age calculations. *Comput. Geosci.* 28 (5), 605–619.
- Kouyaté, D., Söderlund, U., Youbi, N., Ernst, R., Hafid, A., Ikenne, M., Soulaïmani, A., Bertrand, H., El Janati, M., Chaham, K.R., 2013. U-Pb baddeleyite and zircon ages of 2040 Ma, 1650 Ma and 885 Ma on dolerites in the West African Craton (Anti-Atlas inliers): possible links to break-up of Precambrian supercontinents. *Lithos* 174, 71-84.
- Kwak, T.A., 1968. Ti in biotite and muscovite as an indication of metamorphic grade in almandine amphibolite facies rocks from Sudbury, Ontario. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 32(11), pp.1222-1229.

L

- Landing, E., Bowring, S.A., Davidek, K.L., Wetrop, S.R., Geyer, G., Heldmaier, W., 1998. Duration of the Early Cambrian: U – Pb ages of volcanic ashes from Avalon and Gondwana. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 35, 329 – 338
- Latham, A., Riding, R., 1990. Fossil evidence for the location of the Precambrian/Cambrian boundary in Morocco. *Nature* 344, 752–754. doi:10.1038/344752a0
- Leake, B.E., Woolley, A.R., Arps, C.E., Birch, W.D., Gilbert, M.C., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kato, A., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Linthout, K., 1997. Nomenclature of amphiboles ; report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on new minerals and mineral names. *Mineralogical magazine*, 61(405), pp.295-310.
- Leblanc, M., 1975. Ophiolites précambriennes et gîtes arséniés de cobalt (Bou Azzer, Maroc). Doctorat d'Etat Thesis, Université de Paris VI, France, 367 pp.
- Leblanc, M., 1981. Chapter 17 The Late Proterozoic Ophiolites of Bou Azzer (Morocco): Evidence for Pan-African Plate Tectonics. *Developments in Precambrian Geology*, v. 4, p. 435–451.
- Leblanc, M., 1986, Co-Ni arsenide deposits, with accessory gold, in ultramafic rocks from Morocco: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 23, p. 1592–1602.
- Leblanc, M., Lancelot, J.R., 1972. Sur le style disharmonique des plis hercyniens de la couverture dans l'Anti-Atlas central (Maroc). *Comptes Rendus Geosci.* 275, 803–807.
- Leblanc, M., Lancelot, J.-R., 1980. Interprétation géodynamique du domaine panafricain (Précambrien terminal) dans l'Anti-Atlas (Maroc) à partir de données géologiques et géochronologiques. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 17, 142–155.

- Lécorché, J.P., Bronner, G., Dallmeyer, R.D., Rocci, G., Roussel, J., 1991. The Mauritanide orogen and its northern extensions (Western Sahara and Zemmour), West Africa. Dallmeyer R.D., Lécorché J.P. (Eds.), *The West African Orogens and Circum-Atlantic Correlatives*. IGCP, Special Publication, Springer-Verlag, Berlin (1991), pp. 187-227.
- Lee, J.Y., Marti, K., Severinghaus, J.P., Kawamura, K., Yoo, H.S., Lee, J.B., Kim, J.S., 2006. A redetermination of the isotopic abundances of atmospheric Ar. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70(17), pp.4507-4512.
- Leistel, J.M., Qadrouci, A., 1991. Le gisement argentifère d'Imiter (Protérozoïque supérieur de l'Anti-Atlas, Maroc). Contrôles des minéralisations, hypothèses génétiques et perspectives pour l'exploration. *Chronique de la Recherche Minière*, 502, 5-22.
- Letsch, D., Large, S.J.E., Buechi, M.W., Winkler, W., von Quadt, A., 2018. Ediacaran glaciations of the west African Craton – evidence from Morocco, *Precam Research*, 310, pp. 17-38.
- Levrèsse, G., 2001. Contribution à l'établissement d'un modèle génétique des gisements d'Imiter (Ag-Hg) Bou Madine (Pb-Zn-Cu-Au) et Bou Azzer (Co-Ni-As-Au-Ag) dans l'Anti-Atlas marocain. PhD thesis, INPL, Nancy, France, 191pp.
- Levrèsse, G., Cheilletz, A., Gasquet, D., Reisberg, L., Deloule, E., Marty, B., Kyser, K., 2004. Osmium, sulphur, and helium isotopic results from the giant Neoproterozoic epithermal Imiter silver deposit, Morocco: Evidence for a mantle source. *Chem. Geol.* 207, 59–79.
- Li, C., Wang, R., Lu, X., Zhang, M., 2013. Mineralogical characteristics of unusual black talc ores in Guangfeng County, Jiangxi Province, China: *Appl. Clay Sci.* 74, 37–46.

- Liégeois, J.P., Benhallou, A., Azzouni-Sekkal, A., Yahiaoui, R., Bonin, B., 2005. The Hoggar swell and volcanism: Reactivation of the Precambrian Tuareg shield during Alpine convergence and West African Cenozoic volcanism. In: Foulger, G.R., Natland, J.H., Presnall, D.C., Anderson, D.L., eds, *Plates, Plumes and Paradigms*, Geological Society of America Special Paper, 388, 379-400.
- Liégeois, J.P., Fekkak, A., Bruguier, O., Errami, E., Ennih, N., 2006. The Lower Ediacaran (630-610 Ma) Saghro Group: an orogenic transpressive basin development during the early metacratonic evolution of the Anti-Atlas (Morocco). IGCP485 4th meeting, Algiers, p. 57.
- Lindemann, W., Woergerbauer, R., Christenn, H., 1975. *Sprechsaal Keram., Glas, Baustoffe*, 108, p. 234.
- Linnemann, U., Gerdes, A., Hofmann, M., Marko, L., 2014. The Cadomian Orogen: Neoproterozoic to Early Cambrian crustal growth and orogenic zoning along the periphery of the West African Craton—Constraints from U–Pb zircon ages and Hf isotopes (Schwarzburg Antiform, Germany). *Precambrian Research*, 244, pp.236-278.
- Lopez, M.M., Perez, R.J., Urrutia, F.J., Pal, S., Terrell, D. J., 1978. Geochemistry and petrology of some volcanic rocks dredged from the Gulf of California. *Geochem. J.* 12, 127-32.
- Lottaroli, F., Craig, J, Thusu, B., 2009. Neoproterozoic-Early Cambrian (Infracambrian) hydrocarbon prospectivity of North Africa: a synthesis. Geological Society, London, *Special Publications* 326:137–156.
- Ludwig, K.R., 1998. On the treatment of concordant uranium-lead ages. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 62(4), 665-676.

M-N-O

- Maacha, L., El Ghorfi, M., Ennaciri, A., Alansari, A., Saquaque, A., Soulaïmani, A., 2011a. Chromite and Platinum Group Elements associated with the Bou Azzer ophiolites. Central Anti-Atlas. Morocco, in: *New geological and mining guidebooks of Morocco. Notes et mémoires du service géologique*, p. 374.
- Maacha, L., Ennaciri, A., Saquaque, A., Soulaïmani, A., 2011b. Un gîte prometteur: le cuivre de Jbel N'Zourk (Anti-Atlas central), in: *New Geological and Mining Guide Books of Morocco*. p. 374.
- Maddi, A., Baoutoul, H., Maacha, L., Ennaciri, A., Soulaïmani, A., 2011. The Agjgal Mine of Southern Kerdous ; Overview of the Stratabound Copper and Silver Deposits in the Western and Central Anti-Atlas, in : *NEW GEOLOGICAL AND MINING GUIDEBOOKS OF MOROCCO*. p. 374.
- Magaritz, M., Kirschvink, J.L., Latham, A.J., Zhuravlev, A.Y., Rozanov, A.Y., 1991. Precambrian/Cambrian boundary problem: Carbon isotope correlations for Vendian and Tommotian time between Siberia and Morocco. *Geology* 19, 847.
- Maiti, S.N., Sharma, K.K., 1992. Studies on polypropylene composites filled with talc particles. *J Mater Sci.* 27 (17) : 4605–4613.
- Malek, H.A., Gasquet, D., Bertrand, J.-M., Leterrier, J., 1998. Géochronologie U-Pb sur zircon de granitoïdes éburnéens et panafricains dans les boutonnières protérozoïques d'Igherm, du Kerdous et du Bas Drâa (Anti-Atlas occidental, Maroc). *Comptes Rendus Académie Sci. - Ser. IIA - Earth Planet. Sci.* 327, 819–826.
- Maloof, A.C., Schrag, D.P., Crowley, J.L., Bowring, S.A., 2005. An expanded record of Early Cambrian carbon cycling from the Anti-Atlas Margin, Morocco. *Can. J. Earth Sci.* 42, 2195–2216.

- Malusà, M.G., Polino, R., Feroni, A.C., Ellero, A., Ottria, G., Baidder, L., Musumeci, G., 2007. Post-Variscan tectonics in eastern Anti-Atlas (Morocco). *Terra Nova* 19, 481–489.
- Marcoux E., Wadjiny A., 2005. Le gisement Ag–Hg de Zgounder (Jebel Siroua, Anti-Atlas, Maroc): Un épithermal néoprotérozoïque de type Imiter. *Comptes Rendus Geosci.* 337, 1439–1446.
- Martin, F., Micoud, P., Delmotte, L., Marichal, C., Le Dred, R., Parseval, (de) Philippe, Mari, A., Fortuné, J.-P., Salvi, S., Béziat, D., Grauby, O., & Ferret, J., 1999, The structural formula of talc from the Trimouns deposit, Pyrénées. France: *The Canadian Mineralogist*, v. 37, p. 997–1006.
- McDougall, I., Harrison, T.M., 1999. *Geochronology and thermo chronology by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ method.* Oxford University Press, Oxford.
- Meinert, L.D., 1992. *Skarns and skarn deposits.* Geoscience Canada.
- Merrihue, C., & Turner, G., 1966. Potassium-argon dating by activation with fast neutrons. *Journal of Geophysical Research*, 71(11), 2852-2857.
- Merrihue, C.M., 1965. Trace-element determinations and potassium-argon dating by mass spectroscopy of neutron-irradiated samples (abstract): *Trans. Am. Geophys. Union*, V. 46, p. 125.
- Metz, P., Puhan, D., 1970. Experimentelle untersuchung der metamorphose von kieselig dolomitischen sedimenten I. Die gleichgewichtsdaten der reaction $3 \text{ dolomit} + \text{quartz} + \text{H}_2\text{O} = \text{talc} + 3 \text{ calcite} + 3 \text{ CO}_2$ fur die gesamtgasdruckev on 1000, 3000 and 5000 bar. *Contrib Mineral Petrol* 26 :302–314
- Metz, P., Trommsdorff, V., 1968. On phase equilibria in metamorphosed siliceous dolomites *Contrib. Mineral. Petrol.*, 18 (1968), pp. 305-309.

- Michard, A., Saddiqi, O., Chlouan, A., & Frizon De Lamote, D., 2008. Continental evolution: the geology of Morocco, structures, stratigraphy and tectonics of the Africa-Atlantic- Mediterranean triple junction. Springer, 405 p.
- Michard, A., Soulaïmani, A., Ouanaïmi, H., Raddi, Y., Brahim, L.A., Rjimati, E.C., Baidder, L., Saddiqi, O., 2017. Saghro Group in the Ougnat Massif (Morocco), an evidence for a continuous Cadomian basin along the northern West African Craton. *Comptes Rendus Geoscience*, 349(2), pp.81-90.
- Missenard, Y., Zeyen, H., Frizon de Lamotte, D., Leturmy, P., Petit, C., Sébrier, M., Saddiqi, O., 2006. Crustal versus asthenospheric origin of relief of the Atlas Mountains of Morocco. *J. Geophys. Res.-Solid Earth*, v. 111, 3401 p.
- Mitchell, R.H., 1986. September. The nature of kimberlites. In *International Kimberlite Conference: Extended Abstracts (Vol. 4, pp. 9-11)*.
- Moine, B., Fortune, J.P., Moreau, P., Viguiier, F., 1989. Comparative mineralogy, geochemistry and conditions of formation of two metasomatic talc and chlorite deposits: Trimouns (Pyrenees, France) and Rabenwald (Eastern Alps, Austria). *Econ. Geol.* 84, 1398– 1416.
- Mouttaqi, A., Rjimati, E.C., Maacha, L., Michard, A., Soulaïmani, A., Ibouh, H., 2011. Les principales mines du Maroc. In A. Michard, O. Saddiqi, A. Chalouan, E. C. Rjimati, & A. Mouttaqi (Eds.). *Nouveaux guides géologiques et miniers du maroc*. Rabat: Service géologique du Maroc.
- Mrini, Z., 1993. Chronologie (Rb–Sr, U–Pb), trac ,age isotopique (Sr–Nd–Pb) des sources des roches magmatiques ´ eburn´ eennes panafricaines et hercyniennes du Maroc. Unpublished Thesis. University of Marrakech, Marocm p. 227.

- Noack, Y., Decarreau, A., Manceau, A., 1986. Spectroscopic and oxygen isotope evidence for low and high temperature origin of talc. *Bull. Minéral.* 109, 253–263.
- Oberthür, T., Melcher, F., Henjes-Kunst, F., Gerdes, A., Stein, H., Zimmerman, A., El Ghorfi, M., 2009. Hercynian age of the cobalt-nickel-arsenide-(gold) ores, Bou Azzer, Anti-Atlas, Morocco: Re-Os, Sm-Nd, and U-Pb age determinations. *Economic Geology*, 104(7), pp.1065-1079.
- Oki, Y., 1961. Metamorphism in the northern Kiso range, Nagano prefecture, Japan. *Japanese Journal of Geology and Geography*, 32, pp.479-496.
- Ouguir, H., Macaudière, J., Dagallier, G., 1996. Le Protérozoïque supérieur d'Imiter, Saghro oriental, Maroc : un contexte géodynamique d'arrière arc. *Journal of African Earth Sciences*, 22 (2): 173-189
- Ouguir, H., Macaudière, J., Dagallier, G., Qadrouci, A., Leistel, J., 1994, Cadre structural du gîte Ag-Hg d'Imiter (Anti-Atlas, Maroc): Implication métallogénique: *Bulletin de la Société Géologique de France*, v. 165, p. 233–248.

P-Q

- Padrón-Navarta, J.A., López Sánchez-Vizcaíno, V., Hermann, J., Connolly, J.A.D., Garrido, C.J., Gómez-Pugnaire, M.T., Marchesi, C., 2013. Tschermak's substitution in antigorite and consequences for phase relations and water liberation in high-grade serpentinites. *Lithos*, 178(0), 186-196.
- Paquette, J-L., Caby, R., Djouadi, M.T., Bouchez, J-L, 1998. U-Pb dating of the end of the Pan-African orogeny in the Tuareg shield: the post-collisional syn-shear Tioueine pluton (western Hoggar, Algeria). *Lithos* 45:245–253.

- Park, H. I., Lee, I. S., Hur, S. D., Shin, D. B., 1997. Talc mineralization in the middle Ogcheon metamorphic belt (II): Poongjeon talc deposit. *Econ. Environ. Geol.* 30, 543–551 (in Korean).
- Park, H.I., Lee, I., Hur, S., 1995. Talc Mineralization in the Middle Ogcheon metamorphic belt (I): with emphasis of the stable isotope studies of the Dongyang talc deposit. *Economic and Environmental Geology*, 28(6), pp.635-646.
- Pelleter, E., Cheilletz, A., Gasquet, D., Mouttaqi, A., Annich, M., Camus, Q., Deloule, E., Ouazzani, L., Bounajma, H., Ouchtouban, L., 2016. U/Pb Ages of Magmatism in the Zgounder Epithermal Ag–Hg Deposit, SirwaWindow, Anti-Atlas, Morocco. In *Mineral Deposits of North Africa*; Bouabdellah, M., Slack, J.F., Eds.; Springer International Publishing: Cham, Switzerland. pp. 143–165
- Petruk, W., 1975. Mineralogy and geology of the Zgounder silver deposit in Morocco. *The Canadian Mineralogist*, 13(1), 43-54.
- Peucat, J. J., Capdevila, R., Drareni, A., Mahdjoub, Y. & Kahoui, M., 2005. The Eglab massif in the West African Craton (Algeria), an original segment of the Eburnean orogenic belt: petrology, geochemistry and geochronology. *Precambrian Research*, 136, 309-352.
- Pouclet, A., Aarab, A., Fekkak, A. and Benharref, M., 2007. Geodynamic evolution of the northwestern Paleo-Gondwanan margin in the Moroccan Atlas at the Precambrian-Cambrian boundary. *SPECIAL PAPERS-GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA*, 423, p.27.
- Pouit, G., 1966, Paléogéographie et répartition des minéralisations stratiformes de cuivre dans l'Anti-Atlas occidental (Maroc): *Chron Rech Min*, v. 356, p. 279-289.

- Povoden, E., Horacek, M. and Abart, R., 2002. Contact metamorphism of siliceous dolomite and impure limestones from the Werfen Formation in the eastern Monzoni contact aureole. *Mineralogy and Petrology*, 76(1), pp.99-120.
- Price, B., 2010. Industrial-grade talc exposure and the risk of mesothelioma. *Critical Reviews in Toxicology* 40, 513–530.
- Prochaska, W., 1989. Geochemistry and genesis of Austrian talc deposits. *Appl. Geochem.* 4, 511– 525.
- Prochaska, W., Mogessie, A., Raith, J.G., 1992. Formation of the talc deposit of Kibanda (Rwanda) and its relation to the regional metamorphic evolution. *J. Afr. Earth Sci.* 14 (4), 499–509. Prochaska, W., 1989. Geochemistry and genesis of Austrian talc deposits. *Appl. Geochem.* 4, 511– 525.
- Quesnel, B., Boiron, M.C., Cathelineau, M., Truche, L., Rigaudier, T., Bardoux, G., Agrinier, P., de Saint Blanquat, M., Masini, E., Gaucher, E.C., 2019. Nature and origin of mineralizing fluids in hyperextensional systems: The case of cretaceous Mg metasomatism in the Pyrenees. *Geofluids*, 2019.

R

- Rayner, J.H., Brown, G., 1973. The crystal structure of talc, *Clays and Clay Minerals*, 21, 103-114.
- Renne, P.R., Balco, G., Ludwig, K.R., Mundil, R., Min, K., 2011. Response to the comment by WH Schwarz et al. on “Joint determination of ^{40}K decay constants and $^{40}\text{Ar}^*/^{40}\text{K}$ for the Fish Canyon sanidine standard, and improved accuracy for $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology” by PR Renne et al.(2010). *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 75(17), pp.5097-5100.

- Rieder, M., Cavazzini, G., D'yakonov, Y.S., Frank-Kamenetskii, V.A., Gottardi, G., Guggenheim, S., Koval, P.W., Mueller, G., Neiva, A.M., Radoslovich, E.W., Robert, J.L., 1998. Nomenclature of the micas. *Clays and clay minerals*, 46(5), pp.586-595.
- Rooney, A.D., Selby, D., Houzay, J.-P., Renne, P.R., 2010. Re–Os geochronology of a Mesoproterozoic sedimentary succession, Taoudeni basin, Mauritania : implications for basin-wide correlations and Re–Os organic-rich sediments systematics. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 289 (2010), pp. 486-496
- Ross, M., Smith, W.L., Ashton, W.H., 1968. Triclinic talc and associated amphiboles from Gouverneur mining district, New York. *American Mineralogist* 53, 751–769.
- Russel, J.D., Farmer, V.C., Velde, B., 1970. Replacement of OH by OD in layer silicates and identification of the vibrations of these groups in infrared spectra. *Mineral. Mag.*, 37, pp. 869-879
- Ruste, J., 2013. Microscopie électronique à balayage-Principe et équipement. *Techniques de l'ingénieur*, 33, p.865.

S

- Saadi, M., 1982. Carte Structurale du Maroc.
- Saggerson, E.P., Turner, L.M., 1982. General comments on the identification of chlorites in thin sections. *Mineralogical Magazine*, 46(341), pp.469-473.
- Samson, S.D., Inglis, J.D., D'Lemos, R.S., Admou, H., Blichert-Toft, J., Hefferan, K., 2004. Geochronological, geochemical, and Nd–Hf isotopic constraints on the origin of Neoproterozoic plagiogranites in the Tasriwine ophiolite, Anti-Atlas orogeny, Morocco. *Prec. Res.*, 135 (1–2). 133-147.

- Saquaque, A., Admou, H., Karson, S., Hefferan, K., Reuber, I., 1989. Precambrian accretionary tectonics in the Bou-Azzer-El Graara region, Anti-Atlas, Morocco, *Geology*, 17, 1107–1110.
- Saquaque, A., Benharref, M., Abia, H., Mrini, Z., Reuber, I., Karson, J.A., 1992. Evidence for a Panafrican volcanic arc and wrench faults tectonics in the Jbel Saghro, Anti-Atlas, Morocco. *Geol. Rundsch.*, 81, 297–309.
- Schandl, E.S., Gorton, M.P., Sharara, N.A., 2002. The origin of major talc deposits in the Eastern Desert of Egypt: relict fragments of a metamorphosed carbonate horizon? *J. Afr. Earth Sci.* 34 (3–4), 259–273.
- Schandl, E.S., Sharara, N.A., Gorton, M.P., 1999. The origin of the Atshan talc deposit in the Hamata area, eastern desert, Egypt: a geochemical and mineralogical study. *Can. Mineral.* 37, 1211 – 1227.
- Schärer, U., de Parseval, P., Polvé, M., de Saint-Blanquat, M., 1999. Formation of the Trimouns talcchlorite deposit (Pyrenées) from persistent hydrothermal activity between 112 and 97 Ma. *Terra Nova* 11, 30–37.
- Schulte, B., Benziane, F., Yazidi, A., Boger, S., Stockhammer, S., Lehmann, A., Saadane, A., Yazidi, M., 2016. Carte géologique du Maroc, feuille au 1/50 000 Arbaa Sahel. Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc- Rabat n° 543bis.
- Sharma, R., Joshi, P., Pant, P.D., 2009. The role of fluids in the formation of talc deposits of Rema area, Kumaun Lesser Himalaya. *Journal of the Geological Society of India*, 73(2), pp.237-248.
- Shin, D., Lee, I., 2002. Carbonate-Hosted Talc Deposits in the Contact Aureole of Igneous Intrusion (Hwanggangri Mineralized Zone, South Korea): geochemistry, phase relationships, and stable isotope studies. *Ore Geol. Rev.* 22, 17–39.

- Shin, D., Lee, I., Koh, S.M., 2004. Mineral chemistry of talc from different origins in the Dongyang talc deposit. *Journal of the Mineralogical Society of Korea*, 17(4), pp.357-364.
- Sigurgeirsson, T., 1962. Age dating of young basalts with the potassium argon method. Unpublished Report Physics Laboratory, University of Iceland (in Icelandic (English translation by L. Kristjansson, University of Iceland, 1973)).
- Simandl, G.J., Ogden, D., 1999. Ultramafic-hosted talc-magnesite, in Simandl, G.J., Hora, Z.D., and Lefebure, D.V. (eds.), *Selected British Columbia mineral deposit profiles*, V. 3, *Industrial Minerals: British Columbia Ministry of Energy and Mines*.
- Sinaei-Esfahani, F., 2013. Localized metasomatism of Grenvillian marble leading to its melting, Autoroute 5 near Old Chelsea, Quebec.
- Skacel J., 1995. Gisements de Tazalaght - modele de la mineralisation cuprifere stratiforme dans le Precambrien superieur de l'Anti-Atlas occidental (Maroc). *Vestnik Ceskeho geologickeho ustavu* 70, 3, 39-50.
- Skacel, J., 1993. Gisement cuprifère polygénétique de Tazalagh (Anti-Atlas occidental). *Mine, Géologie & Energie* 54: 127-133
- Skippen, G.B., 1971. Experimental data for reactions in siliceous marbles. *The Journal of Geology*, 79(4), pp.457-481.
- Smith, C.G., 2001. Always the bridesmaid, never the bride : Cobalt geology and resources. *Applied Earth Science : Transactions of the Institution of Mining and Metallurgy*, v. 110, sec. B, p. 75–80.
- Söderlund, U., Ibanez-Mejia, M., El Bahat, A., Ernst, R.E., Ikenne, M., Soulaïmani, A., Youbi, N., Cousens, B., El Janati, M., Hafid, A., 2013. Reply to Comment on “U–Pb baddeleyite ages and geochemistry of dolerite dykes in the Bas Drâa inlier of the

- Anti-Atlas of Morocco : Newly identified 1380 Ma event in the West African Craton”
by André Michard and Dominique Gasquet : *Lithos*, v. 174, p.101–108.
- Soulaimani, A., Bouabdelli, M., Piqué, A., 2003. The Upper Neoproterozoic-Lower Cambrian continental extension in the Anti-Atlas (Morocco). *Bull. Soc. Geol. Fr.* 2003, 174, 83–92.
- Soulaimani, A., Jaffal, M., Maacha, L., Kchikach, A., Najine, A., Saidi A., 2006. Modélisation magnétique de la suture ophiolitique de Bou Azzer-El Graara (Anti-Atlas central, Maroc). Implications sur la reconstitution géodynamique panafricaine, *C.R. Geosci.*, 338, 153–160.
- Soulaimani, A., Le Corre, C., Farazdaq, R., 1997. Déformation hercynienne et relation socle/couverture dans le domaine du Bas-Dra[^]a (Anti-Atlas occidental, Maroc). *J. Afr. Earth Sci.* 24, 271–284.
- Soulaimani, A., Michard, A., Ouanaïmi, H., Baidder, L., Raddi, Y., Saddiqi, O., Rjimati, E.C., 2014. Late Ediacaran–Cambrian structures and their reactivation during the Variscan and Alpine cycles in the Anti-Atlas (Morocco). *J. Afr. Earth Sci.* 98, 94–112.
- Soulaimani, A., Burkhard, M., 2008. The Anti-Atlas chain (Morocco) : the southern margin of the Variscan belt along the edge of the West African craton. *Ennih N., Liégeois J.-P. (Eds.), The Boundaries of the West African Craton, Geol. Soc, London*, pp. 433-452.
- Spencer, C.J., Kirkland, C.L. and Taylor, R.J., 2016. Strategies towards statistically robust interpretations of in situ U–Pb zircon geochronology. *Geoscience Frontiers*, 7(4), pp.581-589.
- Steiger, R.H., Jäger E., 1977. Subcommittee on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochemistry. *Earth Planet. Sci. Lett.* 36, 359–362.

T-U

- Tahir, M., Imai, A., Takahashi, R., Yano, S., 2018. Ore Genesis and Geochemical Characteristics of Carbonate-Hosted Talc Deposits in Nangarhar Province, Afghanistan. *Res. Geol.* 68 (4), 352-372.
- Tapsoba, B., Lo, C.-H., Wenmenga, U., Iizuka, Y., Chung, S.-L., Shellnutt, G., 2018. Chemical and Sr-Nd compositions and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of NW-trending dolerite dikes of Burkina Faso: Evidence for a Mesoproterozoic magmatism in the West African Craton. *Geoscience Frontiers*.
- Tesalina, S.G., Nimis, P., Augé, T., Zaykov, V.V., 2003. Origin of chromite in mafic-ultramafic-hosted hydrothermal massive sulfides from the Main Uralian Fault, South Urals, Russia. *Lithos* 70, 39–59.
- Thomas R.J., Fekkak A., Ennih N., Errami E., Loughlin S.C., Gresse P.G., Chevallier L.P., Liégeois J.P., 2004. A new lithostratigraphic framework for the Anti-Atlas Orogen, Morocco. *Journal of African Earth Sciences*, 39, 217-226.
- Thomas, R. J., Chevallier, L. P., Gresse, P. G., Harmer, R. E., Eglinton, B. M., Armstrong, R. A., De Beer, C. H., Martini, J. E. J., De Kock, G. S., Macey, P. H., Ingram, B. A., 2002. Precambrian evolution of the Sirwa Window, Anti-Atlas Orogen, Morocco. *Precambrian Research*, 118, 1-57.
- Tijero, A., Monte, M.C., Blanco, A., 2012. Use of talc to control problems associated with dissolved and colloidal material in papermaking. *Tappi Journal* 11, 43–51.
- Tornos, F., Spiro, B.F., 2000. The geology and isotope geochemistry of the talc deposits of Puebla de Lillo (Cantabrian Zone, Northern Spain). *Economic Geology* 95:1277-1296.

- Tosca, N.J., Macdonald F.A., Strauss J.V., Johnston D.T., Andrew H.K., 2011. Sedimentary Talc in Neoproterozoic Carbonate Successions. *Earth Planet. Sci. Lett.* 306 (1-2), 11-22.
- Touil A., Hafid A.H., Moutte J., El Boukhari A., 2008. Petrology and geochemistry of the Neoproterozoic Siroua granitoids (central Anti-Atlas, Morocco): evolution from subduction-related to within-plate magmatism. In: Nasser, E. & Liégeois, J.-P., (Eds.), *The boundaries of the West African Craton. Geological Society, London, Special Publications*, 297: 265–283.
- Touil, A., Elboukhari, A., Bilal, E., et Moutte, J., 1999. Les tholéiites à affinité alcaline du secteur ouest du Siroua (Anti-Atlas central, Maroc) : témoins d'une déformation au Néoprotérozoïque. *J. Afr. Earth Sci.*, 29, 699–713.
- Toummite, A., Liégeois, J.P., Gasquet, D., Bruguier, O., Beraaouz, E.H., Ikenne, M., 2012. Field, geochemistry and Sr-Nd isotopes of the Pan-African granitoids from the Tifnoute Valley (Sirwa, Anti-Atlas, Morocco): a post-collisional event in a metacratonic setting. *Mineral. Petrol.*, 1-25.
- Toummite, A., Liégeois, J.P., Gasquet, D., Bruguier, O., Beraaouz, E.H., Ikenne, M., 2013. Field, geochemistry and Sr-Nd isotopes of the Pan-African granitoids from the Tifnoute Valley (Sirwa, Anti-Atlas, Morocco): a post-collisional event in a metacratonic setting. *Mineralogy and Petrology*, 107(5), pp.739-763.
- Tourneur, E., 2019. Circulation de fluides aux abords de failles d'échelle crustale: contraintes structurales, microtectoniques, inclusions fluides et géochimiques sur les processus de formation du gisement de Bou Azzer (Ni-Co), Anti-Atlas, Maroc. Thèse de doctorat. Université Montpellier.

- Triantafyllou, A., Berger, J., Baele, J.M., Bruguier, O., Diot, H., Ennih, N., Monnier, C., Plissart, G., Vandycke, S., Watlet, A., 2018. Intra-oceanic arc growth driven by magmatic and tectonic processes recorded in the Neoproterozoic Bougmane arc complex (Anti-Atlas, Morocco). *Prec. Res.* 304, 39-63.
- Triantafyllou, A., Berger, J., Baele, J.M., Diot, H., Ennih, N., Plissart, G., Monnier, C., Watlet, A., Bruguier, O., Spagna, P., Vandycke, S., 2016. The Tachakoucht–Iriiri–Tourtit arc complex (Moroccan Anti-Atlas): Neoproterozoic records of polyphased subduction-accretion dynamics during the Pan-African orogeny. *J Geodyn.* 96, 81-103.
- Triantafyllou, A., Berger, J., Baele, J.M., Mattielli, N., Ducea, M.N., Sterckx, S., Samson, S., Hodel, F., Ennih, N., 2020. Episodic magmatism during the growth of a Neoproterozoic oceanic arc (Anti-Atlas, Morocco). *Prec. Res.* 339, 105610.
- Trommsdorff, V. and Evans, B.W., 1977. "Antigorite-ophicarbonates : phase relations in a portion of the system CaO-MgO-SiO₂-H₂O-CO₂". *Contr. Mineral. Petrol.*, 60 : 39-56.
- Trommsdorff, V., Connolly, J.A.D., 1990. Constraints on phase diagram topology for the system CaO–MgO–SiO₂–CO₂–H₂O. *Contr. Mineral. and Petrol.* 104, 1–7.
- Tuduri, J., 2005. Processus de formation et relations spatio-temporelles des minéralisations à or et argent en contexte volcanique Précambrien (Jbel Saghro, Anti-Atlas, Maroc) : Unpublished M.Sc. thesis, CNRS, Orleans, France, University of Orleans, 428 p.
- Tuduri, J., Chauvet, A., Barbanson, L., Bourdier, J.-L., Labriki, M., Ennaciri, A., Badra, L., Dubois, M., Ennaciri-Leloix, C., Sizaret, S., Maacha, L., 2018b. The Jbel Saghro Au (–Ag, Cu) and Ag–Hg Metallogenetic Province: Product of a Long-Lived Ediacaran Tectono-Magmatic Evolution in the Moroccan Anti-Atlas. *Minerals*, v. 8, p. 592.

- Tuduri, J., Chauvet, A., Barbanson, L., Labriki, M., Dubois, M., Trapy, P.-H., Lahfid, A., Poujol, M., Melleton, J., Badra, L., Ennaciri A., Maacha, L., 2018a. Structural control, magmatic-hydrothermal evolution and formation of hornfels-hosted, intrusion-related gold deposits: Insight from the Thaghassa deposit in Eastern Anti-Atlas, Morocco. *Ore Geol. Rev.* 2018, 97, 171–198.
- Turner, F.J., 1948. *Mineralogical and structural evolution of the metamorphic rocks* (Vol. 30). Geological Society of America.
- Turner, F.J., 1981. *Metamorphic petrology: mineralogical, field and tectonix aspects*, 2nd edn. McGraw-Hill, New York.
- USGS, 2020. *Mineral commodity summaries 2020*. U.S. geological Survey.

V

- Van Achterbergh, E., Ryan, C., Jackson, S., Griffin, W., 2001. Data reduction software for LA-ICP-MS: Appendix. *Laser Ablation-ICP Mass Spectrometry in the Earth Sciences : Principles and Applications* ; Sylvester, PJ, Ed 239–243.
- Van Gosen, B.S., Lowers, H.A., Sutley, S.J. and Gent, C.A., 2004. Using the geologic setting of talc deposits as an indicator of amphibole asbestos content. *Environmental Geology*, 45(7), pp.920-939.
- Vermeesch, P., 2018. IsoplotR: A free and open toolbox for geochronology. *Geoscience Frontiers* 9, 1479–1493.
- Villa, I.M., 2010. Disequilibrium textures vs equilibrium modeling: geochronology at the crossroads. M.I. Spalla, A.M. Marotta, G. Gosso (Eds.), *Advances in Interpretation of Geological Processes*, Geol. Soc. London Spec. Publ., 332, pp. 1-15.
- Villeneuve, M., 2005. Paleozoic basins in West Africa and the Mauritanide thrust belt. *J. African Earth Sci.* 43, 166–195.

Villeneuve, M., 2008. Review of the orogenic belts on the western side of the West African craton: the Bassarides, Rokelides and Mauritanides. N. Ennih, J.-P. Liegeois (Eds.), *The Boundaries of the West African Craton*, Geological Society of London, pp. 169-201 (Special Publications).

Villeneuve, M., Cornée, J.J., 1991. Evolution paleogéographique de la marge nord ouest de l'Afrique, du Cambrien à la fin du Carbonifère (du Maroc au Libéria). *Can. J. Earth Sci.*, 28 (1991), pp. 1121-1130.

W-Y-Z

Waldbaum, D.R., Thompson, Jr.J.B., 1968. Mixing properties of sanidine crystalline solutions : II. Calculations based on volume data. *American Mineralogist: Journal of Earth and Planetary Materials*, 53(11-12), pp.2000-2017.

Walker, C., 1999. Electron probe microanalysis of irradiated nuclear fuel: An overview. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, 14(3), pp.447-454.

Walsh, G.J., Aleinikoff, J.N., Benziane, F., Yazidi, A., Armstrong, T.R., 2002. U–Pb zircon geochronology of the Paleoproterozoic Tagragra de Tata inlier and its Neoproterozoic cover, western Anti-Atlas, Morocco. *Precambrian Res.* 117, 1–20.

Walsh, G.J., Benziane, F., Aleinikoff, J.N., Harisson, R.W., Yazidi, A., Burton, W.C., Quick, J.E., Saadane, A., 2012. Neoproterozoic tectonic evolution of the Jebel Saghro and BouAzzer-El Graara inliers, eastern and central Anti-Atlas, Morocco. *Prec. Res.* 216–219, 23–62.

Walsh, G.J., Benziane, F., Burton, W.C., Yazidi, A., Saadane, A., Aleinikoff, J.N., Ejjouani, H., Harrison, R.W., 2008. Mémoire explicatif de la carte géologique du Maroc au 1/50 000, feuille Bouskour. *Notes Mém. Serv. Géologique Maroc* 469 bis, 132.

- Wan, Y., Wang, X., Chou, I., Hu, W., Zhang, Y., Wang, X., 2017. An experimental study of the formation of talc through CaMg (CO₃)₂-SiO₂-H₂O interaction at 100–200° C and vapor-saturation pressures. *Geofluids*, 2017.
- Waters, D., 2012. Metamorphic and thermal evolution of large contact aureoles-lessons from the Bushveld Igneous Complex. In EGU General Assembly Conference Abstracts (p. 6696).
- Wesolowski, M., 1984. Thermal decomposition of talc: a review. *Thermochim. Acta*, 78 (1984).
- White, R.W., Powell, R., Holland, T.J.B., 2001. Calculation of partial melting equilibria in the system Na₂O-CaO-K₂O-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O (NCKFMASH). *J. Metam. Geol.*, 19, 139–153.
- White, R.W., Powell, R., Holland, T.J.B., Johnson, T.E., Green, E.C.R., 2014. New mineral activity-composition relations for thermodynamic calculations in metapelitic systems. *J. Metam. Geol.*, 32, 261–286.
- Wiedenbeck, M., Hanchar, J.M., Peck, W.H., Sylvester, P., Valley, J., Whitehouse, M., Kronz, A., Morishita, Y., Nasdala, L., Fiebig, J., Franchi, I., Girard, J.-P., Greenwood, R.C., Hinton, R., Kita, N., Mason, P.R.D., Norman, M., Ogasawara, M., Piccoli, P.M., Rhede, D., Satoh, H., Schulz-Dobrick, B., Skår, O., Spicuzza, M.J., Terada, K., Tindle, A., Togashi, S., Vennemann, T., Xie, Q., Zheng, Y.-F., 2004. Further characterisation of the 91500 zircon crystal. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 28(1), pp.9-39.
- Williams, I.S., Compston, W., Black, L.P., Ireland, T.R., Foster, J.J., 1984. Unsupported radiogenic Pb in zircon: a cause of anomalously high Pb-Pb, U-Pb and Th-Pb ages. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 88(4), pp.322-327.

- Winter John, D., 2001. An introduction to igneous and metamorphic petrology. Prentice Hall, New Jersey, p 697.
- Wodicka, N., St-Onge, M.R., Scott, D.J., Corrigan, D., 2002. Preliminary report on the U-Pb geochronology of the northern margin of the Trans-Hudson Orogen, central Baffin Island, Nunavut.
- Wölfler, A., Prochaska, W., Fritz, H., 2015. Shear zone related talc mineralizations in the Veitsch nappe of the eastern Greywacke Zone (Eastern Alps, Austria). *Aus. J. Earth Sci.* 108 (1), 50–72.
- Yajoui, Z., Karaoui, B., Chew, D., Breikreuz, C., Mahmoudi, A., 2020. U–Pb zircon geochronology of the Ediacaran volcano-sedimentary succession of the NE Saghro inlier (Anti-Atlas, Morocco): chronostratigraphic correlation on the northwestern margin of Gondwana. *Gondwana Research*, 87, pp.263-277.
- Yalçin, H., Bozkaya, Ö., 2006. Mineralogy and geochemistry of ultramafic- and sedimentary-hosted talc deposits of Paleocene in the southern part of the Sivas basin, Turkey. *Clays. Clay. Miner.* 54, 333-350.
- Yau, K.W., Nakatani, K., 1984. Electrogenic Na–Ca exchange in retinal rod outer segment. *Nature* 311, 661–663.
- Youbi, N., Kouyaté, D., Söderlund, U., Ernst, R., Soulimani, A., Hafid, A., Ikenne, M., El Bahat, A., Bertrand, H., Rkha Chaham, K., Ben Abbou, M., Mortaji, A., El Ghorfi, M., Zouhair, M., El Janati, M., 2013. The 1750 Ma Magmatic Event of the West African Craton (Anti-Atlas, Morocco). *Prec. Res.* 236, 106-123.
- Zane, A., Weiss Z., 1998. A procedure for classifying rock-forming chlorites based on microprobe data. *Rendiconti Lincei*, 9(1), pp.51-56.

Zouhair, M., Marignac, C., Macaudiere, J. and Boiron, M.C., 1991. Gold deposition in the gold-bearing quartz veins of the Tagragra d'Akka (Western Anti-Atlas, Morocco): PTX conditions and place in the evolution of metamorphic fluids. In 25 years Society for Geology applied to Mineral Deposits, anniversary meeting (pp. 723-726).

Zverev, S., Novikov V., Kriazhev S., Tchérémisin A., Abramov V. & Lébédév V., 2003. Rapport sur les études portant sur l'élaboration d'un modèle génétique sur le gisement d'Iourirn (Boutonnière de Tagragra d'Akka, Anti-Atlas, Maroc). Rapport interne AGM, inédit, 91p.

Annexes

- **Annexe 1 : Localisation des phases minérales mises en évidence au sein des roches du gisement de Nkob, ainsi que celles des roches métapélitiques de la zone Nkob**
- **Annexe 2 : Analyses chimiques des phases minérales mises en évidence au sein des roches du gisement de Nkob, ainsi que celles des roches métapélitiques de la zone Nkob**
- **Annexe 3 : Résultats de la géothermométrie sur chlorite**
- **Annexe 4 : Teneurs en éléments majeurs (sur roche totale) des roches représentatives du gisement.**
- **Annexe 5 : Analyses U-Pb**
- **Annexe 6 : Analyses Ar-Ar**

• **Annexe 1 : Localisation des phases minérales mises en évidence au sein des roches du gisement de Nkob, ainsi que celles des roches métapélitiques de la zone Nkob**

Ech	Lithologies	X	Y	Minéralogie	DRX	MEB	MICRO-SONDE	ICP-OES (Majeurs)	Géochronologie
NK 116	Chloritite	N30°37'14.3"	W07°25'38.1"	amphibole+orthose+diopside	x	x	x		
NK 156	Chloritite noire verte	N30°37'8.06"	W07°25'54.2"	phlogopite+calcite+chlorite±dolomite	x				
DN 20	Dolomie	N30° 36.864'	W7° 25.730'	dolomite+quartz	x			x	
DN 22	Dolomie	N30° 36.896'	W7° 25.687'	dolomite+quartz±phlogopite	x				
DN 44	Dolomie	N30°37'10,5"	W07°25'59,3"	dolomite+quartz		x			
NK 17	Dolomie	N30°36'55.1"	W07°25'49.1"	dolomite+quartz±calcite±phlogopite	x				
NK 51	Dolomie	N30°36'54.1"	W07°25'52.3"	calcite+phlogopite+dolomite±quartz	x			x	
DA 01	Dolomie			dolomie+quartz±Kfs±illite		x			
AMA 6	Granite	N30° 37.118'	W7° 26.197'						x
MZ 01	Granite	N30°37'21.5"	W07°26'00.6"	quartz+Kfs+plagoclase±micas				x	
MZ 04	Granite	N30°37'14.4"	W07°26'30.5"	quartz+Kfs+plagoclase±micas				x	
DN 01	Marbre clair avec veines vertes	N30°37'13.2"	W07°25'32.2"	dolomite+calcite+talc+serpentine±chlorite	x	x			
DN 02	Marbre noir	N30°37'9.2"	W07°25'43.5"	dolomite+calcite+talc±chlorite	x				
DN 32	Marbre noir	N30°37'8,9"	W07°25'32,3"	dolomite+talc±calcite±chlorite	x	x			
DN 34	Marbre noir	N30°37'12,8"	W07°25'32,6"	dolomite±calcite±chlorite	x				
DN 36	Marbre noir	N30°37'9,7"	W07°25'39,5"	dolomite±phlogopite±chlorite	x			x	
DN 38	Marbre noir	N30°37'6,3"	W07°25'44,40"	dolomite+calcite±phlogopite±serpentine	x	x	x	x	
DN 40	Marbre noir	N30°37'4,80"	W07°25'39,40"	dolomite+calcite±chlorite±phlogopite	x			x	
DN 05	Marbre noir	N30°37'12.0"	W07°25'56.8"	dolomite+calcite+talc±chlorite		x			
DN 30	Marbre noir avec niveaux verts	N30°37'3,0"	W07°25'27,30"	dolomite+calcite+serpentine±talc±chlorite	x				
DN 39	Marbre noir avec niveaux verts	N30°37'4,4"	W07°25'42,90"	dolomite+calcite±talc±chlorite±serpentine	x				
DN 03	Marbre noir-vert	N30°37'5.1"	W07°25'51.8"	dolomite+calcite+talc+serpentine+phlogopite±chlorite	x	x	x		
DN 35	Marbre noir-vert	N30°37'12,8"	W07°25'32,6"	dolomite+calcite+serpentine±talc±phlogopite		x			
DN 37	Marbre noir-vert	N30°37'8,4"	W07°25'37,5"	dolomite+calcite+serpentine±chlorite	x				

DN 48	Marbre noir-vert	N30°37'6,4"	W07°26'1,3"	dolomite±talc±calcite±serpentine+chlorite	x	x			
DN 49	Marbre noir-vert	N30°37'4,6"	W07°26'59,6"	calcite+dolomite+serpentine	x			x	
DN 52	Marbre noir-vert	N30°37'11,8"	W07°26'17,1"	dolomite+calcite+serpentine±chlorite	x				
DN 06	Marbre vert	N30°37'7,7"	W07°26'4,3"	calcite+serpentine+phlogopite±tremolite±talc	x	x			
DN 09	Marbre vert	N30°37'12,8"	W07°26'18,2"	calcite+serpentine+phlogopite±olivine		x			
DN 12	Marbre vert	N30°37'40,00"	W07°26'48,4"	calcite+serpentine+chlorite		x	x		
DN 13	Marbre vert	N30°37'40,00"	W07°26'48,4"	calcite+serpentine+chlorite		x			
DN 43	Marbre vert	N30°37'10,1"	W07°26'8,5"	calcite+serpentine+phlogopite±olivine	x	x	x	x	
DN 50	Marbre vert	N30°37'11,8"	W07°26'17,1"	calcite+serpentine+phlogopite	x				
DN 42	Marbre vert	N30°37'6,0"	W07°26'10,30"	calcite+serpentine±dolomite	x				
DN 31	Marbre vert avec des niveaux rougâtres	N30°37'6,20"	W07°25'33,2"	calcite+serpentine+oxydes de fer±chlorite	x				
DN 41	Marbre vert avec niveaux noirs	N30°37'3,6"	W07°26'8,90"	calcite+serpentine±dolomite	x				
DDN02	Amphibolite	N30° 37.075'	W7° 25.943'	hornblende+plagioclase+chlorite±Kfs±actinolite					x
NK 20	Marbre vert avec veine blanche	N30°37'3,9"	W07°25'50,3"	veine (calcite+tremolite+talc)	x	x	x		
NK Z05	Amphibolite	N30° 37.075'	W7° 25.943'	hornblende+plagioclase+chlorite		x	x		
AM1	Métopélite	N30°37'12,9"	W07°25'54,5"	calcite+serpentine		x			
AMA 4	Métopélite	N30° 37.619'	W7° 26.843'	quartz+muscovite+Kfs±chlorite	x				
AMA 12	Métopélite	N30° 37.594'	W7° 26.949'	quartz+muscovite+Kfs±chlorite					x
MN 01	Métopélite	N30°37'12,9"	W07°25'54,5"	quartz+muscovite+chlorite				x	
MP 06	Métopélite	N30°37'9,7"	W07°26'16,6"	quartz+muscovite+Kfs±biotite±chlorite		x	x		
MP 07	Métopélite	N30°37'11,6"	W07°26'24,2"	quartz+muscovite+Kfs±plagio±chlorite		x	x		x
NK 153	Métopélite	N30°37'11,1"	W07°25'47,7"	quartz+muscovite±orthose±biotite±andalousite		x	x		
NK 218	Métopélite	N30° 37.159'	W7° 26.169'	quartz+muscovite	x				
NK 44	Métopélite	N30°37'17,2"	W07°25'28,4"	quartz+muscovite+Kfs+chlorite±biotite±plagio		x	x	x	x
QP 11	Métopélite	N30°36'59,2"	W07°26'2,3"	chlorite+quartz	x				
QP 14	Métopélite	N30°37'21,3"	W07°26'8,2"	quartz+muscovite+chlorite±Kfs±plagio		x			
NK 120	Métopélite à andalousite	N30°37'3,3"	W07°25'43,2"	quartz+muscovite	x	x		x	
NK 18	Métopélite à andalousite	N30°37'3,3"	W07°25'43,2"	quartz+muscovite+andalousite+Kfs		x	x		
DN 51	Phlogopite noir	N30°37'12,12"	W07°26'17,63"	phlogopite+calcite±chlorite	x			x	
CN 03	Phlogopite	N30°37'7,6"	W07°25'41,80"	phlogopite+calcite±chlorite		x	x		

CN 05	Phlogopitite chloritisé	N30°37'8,5"	W07°25'54,0"	Chlorite+phlogopite±talc±tremolite	x				
NK 60	Phlogopitite chloritisé	N30°37'8,06"	W07°25'54,2"	Chlorite+phlogopite±talc±tremolite	x	x	x	x	
NK 52	Quartzite	N30°36'57,2"	W07°25'51,3"	Quartz±opaques					
DN 46	talcitite	N30°37'10,5"	W07°25'59,3"	talc+calcite		x			
NK 08	Talcitite	N30°37'11,1"	W07°25'33,8"	talc+calcite+chlorite	x				
NK 110	Talcitite	N30°37'2,6"	W07°25'26,90"	talc±calcite±chlorite	x				
NK 119	Talcitite	N30°37'6,90"	W07°25'44,80"	talc+calcite+chlorite	x				
NK 121	Talcitite	N30°37'4,1"	W07°25'38,3"	talc+calcite±serpentine	x				
NK 122	Talcitite	N30°37'6,2"	W07°25'32,9"	talc+calcite		x	x		
NK 125	Talcitite	N30°37'12,10"	W07°25'54,20"	talc+calcite+chlorite	x				
NK 128	Talcitite	N30°37'4,40"	W07°25'56,10"	talc+calcite+chlorite	x				
NK 130	Talcitite	N30°37'9,30"	W07°26'8,10"	talc+calcite+chlorite	x				
NK 132	Talcitite	N30°37'12,3"	W07°26'16,4"	talc+calcite				x	
NK 57	Talcitite	N30°37'5,8"	W07°25'53,6"	talc+calcite+chlorite	x				
NK 69	Talcitite	N30°37'0,5"	W07°26'8,7"	talc+calcite±chlorite		x			
TN 20	Talcitite	N30°37'6,20"	W07°25'33,2"	talc+calcite+chlorite	x			x	
TN 21	Talcitite	N30°37'10,6"	W07°25'32,1"	talc+calcite±chlorite±phlogopite	x				
TN 23	Talcitite	N30°37'9,1"	W07°25'38,3"	talc+calcite±dolomite±chlorite	x				
TN 24	Talcitite	N30°37'7,4"	W07°25'40,2"	talc+calcite+chlorite+phlogopite	x			x	
TN 28	Talcitite	N30°37'3,6"	W07°26'8,90"	talc+calcite+dolomite±chlorite	x				
TN 29	Talcitite	N30°37'8,4"	W07°26'9,8"	talc+calcite±chlorite	x				
TN 30	Talcitite	N30°37'9,1"	W07°26'8,7"	talc+calcite+chlorite	x				
TN 31	Talcitite	N30°37'11,5"	W07°25'57,6"	talc+calcite+chlorite	x				
TN 34	Talcitite	N30°37'4,3"	W07°25'49,2"	talc+calcite+chlorite	x				
TN 36	Talcitite	N30°37'6,4"	W07°26'1,3"	talc+calcite+chlorite	x			x	
TN 37	Talcitite	N30°37'4,6"	W07°26'59,6"	talc+calcite+chlorite	x				
TNC	Talcitite	N30°37'12,8"	W07°26'18,2"	talc+calcite+tremolite		x	x		
NK 113	Talcitite	N30° 37'12,1"	W7° 25'31,1"	talc±calcite±serpentine	x				
NKC	Lithologies entre 2 bancs de marbre (Tlc, phl, ...)	N30°37'12,8"	W07°26'18,2"	***	x				

➤ **Annexe 2 : Analyses chimiques des phases minérales mises en évidence au sein des roches du gisement de Nkob, ainsi que celles des roches métapélitiques de la zone Nkob**

❖ **Données brutes**

➤ **Chlorite**

Label	Minéral	Lithologie	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	BaO	NiO	TOTAL
DN43-C1-010	Chlorite	Marbre vert	37,023	0,037	9,220	0,017	2,094	0,000	30,407	4,289	0,021	1,458	0,000	0,003	84,841
DN43-C3-087	Chlorite	Marbre vert	44,226	0,000	10,147	0,000	2,289	0,020	34,095	0,644	0,074	0,085	0,000	0,000	91,747
DN38-C1-12	Chlorite	Marbre noir	39,01	0,00	7,66	0,04	3,39	0,05	37,39	0,33	0,00	0,01	0,000	0,01	88,07
DN38-C2-20	Chlorite	Marbre noir	37,26	0,02	7,82	0,00	3,00	0,08	38,08	0,85	0,00	0,01	0,000	0,00	87,32
DN38-C2-29	Chlorite	Marbre noir	36,28	0,00	10,58	0,01	3,37	0,00	36,87	0,22	0,00	0,00	0,000	0,04	87,62
DN38-C2-30	Chlorite	Marbre noir	37,14	0,01	7,57	0,02	3,29	0,00	37,82	0,72	0,00	0,01	0,000	0,01	86,63
DN03- HORSCERCLE02-4	Chlorite	Marbre noir	35,92	0,00	10,88	0,02	2,67	0,00	35,66	0,08	0,05	0,00	0,000	0,00	85,82
NK122-C1-22	Chlorite	Talcitite 2	33,32	0,00	14,88	0,00	3,64	0,04	31,58	0,01	0,01	0,35	0,000	0,01	84,49
NK122-C1-26	Chlorite	Talcitite 2	34,46	0,00	14,73	0,01	4,19	0,07	30,42	0,01	0,04	0,45	0,000	0,09	84,69
NK122-C1-27	Chlorite	Talcitite 2	33,28	0,00	15,15	0,00	4,15	0,11	31,33	0,00	0,00	0,30	0,000	0,05	84,63
NK122-C1-33	Chlorite	Talcitite 2	35,75	0,00	14,18	0,03	4,05	0,02	30,63	0,04	0,00	0,22	0,000	0,02	85,44
NK122-C1-51	Chlorite	Talcitite 2	32,63	0,03	15,96	0,02	4,06	0,04	31,30	0,05	0,07	0,41	0,000	0,01	84,60
NK122-C1-52	Chlorite	Talcitite 2	32,08	0,00	16,10	0,00	4,58	0,08	31,13	0,03	0,05	0,20	0,000	0,00	84,26

NK122-C1-54	Chlorite	Talcitite 2	34,32	0,01	14,10	0,00	4,05	0,09	31,18	0,02	0,01	0,30	0,000	0,00	84,14
TNC-C1-8	Chlorite	Talcitite 1	35,22	0,00	13,45	0,02	1,80	0,01	34,30	0,04	0,00	0,25	0,000	0,07	85,53
TNC-C1-48	Chlorite	Talcitite 1	34,76	0,01	14,56	0,04	2,26	0,00	33,87	0,02	0,02	0,28	0,000	0,02	86,12
TNC-C1-47	Chlorite	Talcitite 1	36,38	0,00	12,38	0,01	2,03	0,03	35,07	0,00	0,00	0,62	0,000	0,00	86,72
TNC-C1-46	Chlorite	Talcitite 1	35,62	0,00	13,40	0,00	1,69	0,07	34,82	0,00	0,00	0,15	0,000	0,04	85,80
TNC-C1-45	Chlorite	Talcitite 1	34,95	0,00	14,21	0,02	2,35	0,00	34,13	0,06	0,00	0,20	0,000	0,06	86,29
TNC-C1-42	Chlorite	Talcitite 1	35,79	0,03	12,85	0,01	1,85	0,05	34,71	0,02	0,02	0,26	0,000	0,02	85,70
TNC-C1-34	Chlorite	Talcitite 1	36,31	0,00	12,09	0,02	2,13	0,00	34,72	0,00	0,00	0,17	0,000	0,00	85,57
TNC-C1-33	Chlorite	Talcitite 1	35,30	0,00	13,78	0,00	1,92	0,02	34,86	0,00	0,01	0,21	0,000	0,01	86,66
TNC-C1-32	Chlorite	Talcitite 1	35,03	0,00	14,49	0,04	2,20	0,05	34,37	0,00	0,04	0,18	0,000	0,00	86,93
TNC-C1-31	Chlorite	Talcitite 1	34,32	0,00	14,24	0,01	2,25	0,01	33,78	0,00	0,01	0,75	0,000	0,04	85,79
TNC-C1-29	Chlorite	Talcitite 1	35,66	0,05	13,66	0,00	2,29	0,06	34,70	0,02	0,01	0,22	0,000	0,00	86,68
TNC-C1-25	Chlorite	Talcitite 1	38,74	0,01	12,61	0,00	2,24	0,07	33,44	0,02	0,03	0,22	0,000	0,05	87,47
TNC-C1-23	Chlorite	Talcitite 1	35,05	0,03	14,34	0,01	2,27	0,00	34,38	0,00	0,00	0,18	0,000	0,00	86,27
TNC-C1-21	Chlorite	Talcitite 1	35,13	0,00	14,46	0,00	2,43	0,03	34,09	0,00	0,02	0,20	0,000	0,02	86,75
TNC-C1-16	Chlorite	Talcitite 1	35,99	0,00	13,20	0,03	1,91	0,03	34,94	0,01	0,02	0,17	0,000	0,06	86,61
TNC-C1-13	Chlorite	Talcitite 1	35,81	0,00	13,49	0,00	2,08	0,00	33,80	0,02	0,03	0,71	0,000	0,01	86,17
TNC-C1-11	Chlorite	Talcitite 1	34,69	0,01	14,65	0,01	2,15	0,04	33,57	0,00	0,00	0,14	0,000	0,00	85,52

TNC-C1-10	Chlorite	Talcitite 1	34,77	0,00	14,30	0,01	2,49	0,01	34,20	0,00	0,00	0,16	0,000	0,02	86,07
CN03-C1-025	Chlorite	Chloritites	36,68	0,01	10,84	0,00	2,32	0,01	35,83	0,00	0,06	1,00	0,000	0,00	86,96
NK60-C01-34	Chlorite	Chloritites	39,39	0,00	10,93	0,00	2,30	0,00	33,48	0,01	0,05	0,20	0,000	0,00	86,36
NK60-C01-40	Chlorite	Chloritites	38,45	0,00	10,71	0,00	2,22	0,03	33,64	0,00	0,05	0,21	0,000	0,05	85,89
NK18-C2-10	Chlorite	Métabélite	27,60	0,12	21,23	0,13	25,68	0,05	10,85	0,27	0,08	0,69	0,000	0,07	86,99
NK18-C2-11	Chlorite	Métabélite	27,08	0,08	21,22	0,11	27,16	0,07	10,93	0,24	0,03	0,42	0,000	0,10	87,65
MP07-C4-5	Chlorite	Métabélite	25,39	0,03	21,05	0,03	27,38	0,07	10,63	0,23	0,00	0,15	0,000	0,05	85,11
MP07-C1-23	Chlorite	Métabélite	26,58	0,02	22,17	0,02	26,24	0,09	10,69	0,17	0,01	0,22	0,000	0,00	86,32
NK18-C2-9	Chlorite	Métabélite	27,72	0,17	19,99	0,31	23,78	0,24	13,82	0,03	0,27	0,27	0,000	0,03	86,93
MP07-C4-9	Chlorite	Métabélite	26,13	0,16	20,83	0,00	24,78	0,26	13,34	0,03	0,07	0,23	0,000	0,10	85,95
MP07-C5-18'	Chlorite	Métabélite	25,69	0,12	20,64	0,01	24,40	0,17	13,81	0,00	0,06	0,05	0,000	0,05	85,03
NK44-C2-37	Chlorite	Métabélite	27,83	0,04	19,27	0,05	24,12	0,17	14,07	0,04	0,00	0,20	0,000	0,03	85,81
NK18-C2-12	Chlorite	Métabélite	26,76	0,01	21,15	0,02	24,48	0,24	13,81	0,04	0,08	0,12	0,000	0,00	86,74
NK44-C2-37	Chlorite	Métabélite	26,51	0,26	21,34	0,01	24,66	0,15	13,79	0,02	0,04	0,14	0,000	0,05	87,09
MP07-C2-8	Chlorite	Métabélite	27,82	0,16	20,05	0,30	25,00	0,16	12,68	0,01	0,18	0,28	0,000	0,11	87,29
NK18-C2-14	Chlorite	Métabélite	25,92	0,09	21,64	0,02	24,04	0,10	14,20	0,00	0,05	0,10	0,000	0,05	86,29
MP07-C2-1	Chlorite	Métabélite	27,42	0,22	19,27	0,40	24,10	0,25	13,52	0,00	0,38	0,19	0,000	0,08	86,01
MP07-C3-1	Chlorite	Métabélite	26,84	0,20	19,79	0,14	24,59	0,09	13,54	0,01	0,03	0,17	0,000	0,00	85,57

MP07-C2-3	Chlorite	Métabélite	27,87	0,17	20,09	0,30	23,33	0,25	13,78	0,00	0,28	0,32	0,000	0,08	86,73
NK18-C2-91	Chlorite	Métabélite	27,46	0,00	21,60	0,01	24,23	0,14	13,56	0,03	0,08	0,24	0,000	0,10	87,44
MP07-C2-4	Chlorite	Métabélite	26,24	0,06	20,08	0,27	24,40	0,26	13,76	0,03	0,12	0,06	0,000	0,04	85,64
NK18-C2-19	Chlorite	Métabélite	26,80	0,04	20,35	0,03	25,05	0,26	12,44	0,05	0,34	0,25	0,000	0,02	86,17
NK18-C2-93	Chlorite	Métabélite	28,12	0,02	21,71	0,01	24,67	0,25	13,74	0,04	0,16	0,14	0,000	0,05	88,92
MP07-C5-1	Chlorite	Métabélite	27,09	0,01	21,08	0,01	25,50	0,23	13,73	0,03	0,01	0,08	0,000	0,00	87,76
MP07-C1-4	Chlorite	Métabélite	26,34	0,06	20,23	0,25	24,66	0,27	13,31	0,02	0,04	0,28	0,000	0,04	85,49
NK18-C2-17	Chlorite	Métabélite	26,68	0,16	19,80	0,30	25,01	0,17	13,63	0,01	0,31	0,21	0,000	0,10	86,37
MP07-C3-17	Chlorite	Métabélite	26,21	0,01	20,68	0,05	25,20	0,18	13,22	0,04	0,00	0,12	0,000	0,09	85,91
MP07-C2-6	Chlorite	Métabélite	27,81	0,00	19,93	0,24	26,01	0,24	12,79	0,03	0,08	0,22	0,000	0,06	87,40
MP07-C1-3	Chlorite	Métabélite	27,42	0,22	21,39	0,19	25,20	0,08	11,16	0,31	0,12	0,72	0,000	0,13	87,03
MP07-C5-31	Chlorite	Métabélite	28,69	0,07	21,15	0,13	22,98	0,09	11,45	0,47	0,14	0,53	0,000	0,03	85,96
NK18-C1-51	Chlorite	Métabélite	29,33	0,11	21,60	0,12	23,60	0,06	11,49	0,53	0,10	0,56	0,000	0,09	87,87
MP07-C5-29	Chlorite	Métabélite	28,02	0,00	20,87	0,09	23,70	0,05	10,89	0,55	0,13	0,57	0,000	0,03	84,92
MP07-C5-37	Chlorite	Métabélite	28,90	0,18	21,30	0,13	24,69	0,11	11,45	0,23	0,03	0,89	0,000	0,03	88,12
MP07-C5-13	Chlorite	Métabélite	27,70	0,13	20,73	0,12	24,71	0,06	11,40	0,30	0,08	0,50	0,000	0,06	85,79
MP07-C5-4	Chlorite	Métabélite	26,35	0,00	21,14	0,13	26,57	0,06	10,91	0,20	0,08	0,26	0,000	0,03	86,12
MP06-C2-2	Chlorite	Métabélite	28,37	0,08	20,82	0,12	24,63	0,07	11,24	0,24	0,12	0,72	0,000	0,10	86,97

MP07-C5-6	Chlorite	Métopélite	28,63	0,14	21,18	0,13	23,79	0,08	10,44	0,38	0,10	0,93	0,000	0,07	86,05
QP14-C2-23	Chlorite	Métopélite	27,68	0,16	19,72	0,13	23,78	0,13	11,16	0,48	0,11	0,76	0,000	0,15	84,32
MP06-C3-48	Chlorite	Métopélite	27,89	0,20	20,14	0,12	24,14	0,05	10,52	0,46	0,11	0,91	0,000	0,02	84,58
NK18-C2-18	Chlorite	Métopélite	27,53	0,05	20,15	0,04	24,03	0,15	13,54	0,04	0,76	0,12	0,000	0,07	86,75
MP06-C3-1	Chlorite	Métopélite	27,53	0,05	20,15	0,04	24,03	0,15	13,54	0,12	0,04	0,76	0,000	0,07	86,75
QP14-C2-35	Chlorite	Métopélite	24,96	0,00	21,18	0,01	27,81	0,19	11,66	0,10	0,07	0,12	0,000	0,07	86,50
QP14-C1-25	Chlorite	Métopélite	24,89	0,00	21,16	0,02	27,01	0,09	12,12	0,03	0,03	0,17	0,000	0,04	85,62
MP06-C3-3	Chlorite	Métopélite	25,00	0,14	21,51	0,00	28,19	0,04	11,31	0,05	0,06	0,12	0,000	0,00	86,43
QP14-C1-12	Chlorite	Métopélite	26,24	0,02	20,11	0,03	25,52	0,11	11,76	0,05	0,38	0,09	0,000	0,03	84,48
QP14-C1-8	Chlorite	Métopélite	25,72	0,02	21,08	0,01	26,93	0,07	10,82	0,04	0,19	0,15	0,000	0,06	85,16

➤ **Talc**

	Label	Minéral	Lithologie	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	BaO	NiO	Total
NKOB TALC DEPOSIT	DN43-C1-07	Talc	Marbre vert	62,724	0,000	1,421	0,004	0,564	0,000	29,477	0,040	0,011	0,011	0,004	0,024	94,284
	DN43-C2-040	Talc	Marbre vert	63,235	0,000	1,490	0,000	0,445	0,006	30,227	0,091	0,000	0,040	0,033	0,038	95,626
	DN43-C1-08	Talc	Marbre vert	62,628	0,038	1,551	0,000	0,524	0,051	29,184	0,068	0,044	0,000	0,000	0,000	94,103

	TNC-C1-17	Talc	Talcitite 1	63,190	0,062	0,397	0,000	0,734	0,000	30,414	0,125	0,000	0,095	0,055	0,009	95,487
	TNC-C1-5	Talc	Talcitite 1	63,491	0,000	0,389	0,000	0,572	0,050	30,167	0,150	0,000	0,089	0,014	0,038	95,375
	TNC-C1-19	Talc	Talcitite 1	63,772	0,000	0,336	0,000	0,629	0,054	30,510	0,048	0,000	0,058	0,041	0,000	95,779
	TNC-C1-7	Talc	Talcitite 1	63,856	0,063	0,262	0,007	0,550	0,011	29,835	0,159	0,000	0,006	0,000	0,000	94,759
	TNC-C1-6	Talc	Talcitite 1	63,920	0,017	0,290	0,017	0,639	0,052	30,633	0,096	0,000	0,000	0,000	0,000	95,946
	TNC-C1-20	Talc	Talcitite 1	64,091	0,018	0,275	0,003	0,704	0,000	30,146	0,125	0,000	0,075	0,000	0,000	95,674
	TNC-C1-18	Talc	Talcitite 1	64,538	0,000	0,226	0,001	0,566	0,000	30,347	0,129	0,002	0,053	0,045	0,000	96,198
	NK122-C1-60	Talc	Talcitite 2	62,314	0,000	0,195	0,000	1,200	0,033	29,518	0,440	0,060	0,075	0,000	0,000	93,876
	NK122-C1-44	Talc	Talcitite 2	62,357	0,000	0,291	0,010	1,201	0,000	29,026	0,207	0,034	0,054	0,046	0,000	93,655

NK122- C1-64	Talc	Talcitite 2	63,053	0,000	0,062	0,000	1,191	0,004	28,951	0,241	0,000	0,000	0,000	0,000	93,518
NK122- C1-3	Talc	Talcitite 2	62,029	0,002	0,265	0,000	1,125	0,000	28,817	0,447	0,035	0,064	0,000	0,055	93,153
NK122- C1-29	Talc	Talcitite 2	61,562	0,000	0,310	0,001	1,250	0,033	28,931	0,466	0,096	0,100	0,000	0,061	92,854
DN03- C2-07	Talc	Veine blanche (Cal+Tlc)	64,524	0,003	0,171	0,005	0,473	0,051	30,686	0,190	0,000	0,011	0,000	0,031	96,351
DN03- C2-10	Talc	Veine blanche (Cal+Tlc)	65,004	0,000	0,207	0,000	0,622	0,030	29,732	0,261	0,000	0,031	0,000	0,053	96,098
DN03- C2-14	Talc	Veine blanche (Cal+Tlc)	65,068	0,000	0,236	0,000	0,524	0,032	30,092	0,263	0,000	0,023	0,025	0,000	96,562
DN03- C2-08	Talc	Veine blanche (Cal+Tlc)	64,653	0,000	0,258	0,003	0,579	0,000	30,769	0,411	0,000	0,018	0,004	0,047	96,799
DN03- C2-09	Talc	Veine blanche (Cal+Tlc)	64,150	0,000	0,255	0,000	0,529	0,069	30,659	0,279	0,000	0,010	0,001	0,000	96,142
NK20- 17	Talc	Veine blanche (Cal+Tr+Tlc)	61,959	0,000	0,532	0,000	0,621	0,027	30,758	0,105	0,000	0,000	0,000	0,018	94,054

	NK20-8	Talc	Veine blanche (Cal+Tr+Tlc)	61,728	0,041	0,480	0,000	0,505	0,000	30,581	0,195	0,000	0,010	0,000	0,000	93,586
	NK60- C01-17	Talc	Chloritite	62,873	0,057	0,690	0,005	0,855	0,006	29,279	0,061	0,000	0,085	0,215	0,000	94,403
	CN03- C1-016	Talc	Chloritite	62,887	0,038	0,691	0,000	0,669	0,000	31,213	0,405	0,000	0,024	0,039	0,044	96,061
TRIMOUNS (Parseval, 1992)	T400A'	Talc	Talcitite de Trimouns	62,570	0,020	0,250	0,000	0,710	0,050	28,720	0,050	0,020	0,000	0,000	0,000	92,390
	T400A'	Talc	Talcitite de Trimouns	62,640	0,030	0,170	0,000	0,760	0,000	28,880	0,010	0,030	0,000	0,000	0,000	92,500
	T400A'	Talc	Talcitite de Trimouns	63,090	0,030	0,150	0,000	0,680	0,000	29,020	0,030	0,010	0,000	0,000	0,000	93,000
	T400A'	Talc	Talcitite de Trimouns	62,660	0,000	0,150	0,000	0,780	0,000	28,480	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	92,200
	T400A'	Talc	Talcitite de Trimouns	63,500	0,000	0,230	0,000	0,700	0,000	29,250	0,010	0,010	0,010	0,000	0,000	94,780
	T111	Talc	Talcitite de Trimouns	62,420	0,010	0,110	0,000	0,950	0,000	30,260	0,020	0,020	0,000	0,000	0,000	93,800

	T111	Talc	Talcitite de Trimouns	61,610	0,020	0,140	0,000	0,390	0,000	29,930	0,000	0,030	0,030	0,000	0,000	92,890
	T111	Talc	Talcitite de Trimouns	61,940	0,000	0,150	0,000	0,960	0,000	29,670	0,010	0,040	0,020	0,000	0,000	93,190
	T111	Talc	Talcitite de Trimouns	63,150	0,000	0,080	0,000	0,540	0,000	30,220	0,000	0,010	0,010	0,000	0,000	94,450
	T111	Talc	Talcitite de Trimouns	63,070	0,000	0,120	0,000	0,500	0,000	30,230	0,040	0,110	0,030	0,000	0,000	94,290
	T111	Talc	Talcitite de Trimouns	62,660	0,000	0,100	0,000	0,480	0,010	29,600	0,030	0,010	0,030	0,000	0,000	92,920
	T111	Talc	Talcitite de Trimouns	63,330	0,000	0,100	0,000	0,530	0,050	30,100	0,010	0,010	0,020	0,000	0,000	94,400
	T103	Talc	Talcitite de Trimouns	62,390	0,000	0,120	0,000	0,560	0,000	29,460	0,020	0,050	0,050	0,000	0,000	92,660
	T103	Talc	Talcitite de Trimouns	63,070	0,000	0,080	0,000	0,480	0,000	30,710	0,000	0,020	0,080	0,000	0,000	94,440
	T103	Talc	Talcitite de Trimouns	61,850	0,000	0,040	0,000	0,500	0,000	29,960	0,000	0,030	0,000	0,000	0,000	92,590

	T103	Talc	Talcitite de Trimouns	62,750	0,000	0,140	0,000	0,630	0,000	29,380	0,020	0,040	0,020	0,000	0,000	93,980
	T103	Talc	Talcitite de Trimouns	62,440	0,020	0,100	0,000	0,640	0,000	28,960	0,000	0,040	0,020	0,000	0,000	92,890
	T103	Talc	Talcitite de Trimouns	61,360	0,010	0,080	0,000	0,760	0,020	29,140	0,000	0,020	0,010	0,000	0,000	91,910
	T103	Talc	Talcitite de Trimouns	62,870	0,040	0,100	0,000	0,500	0,000	29,440	0,020	0,000	0,050	0,000	0,000	93,010
<i>Désert oriental d'Égypte (El-Sharkawy, 2000)</i>	U21	Talc	Talc Wadi Thamil (roche actinolitique)	62,810	0,020	0,000	0,000	3,180	0,050	30,210	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	96,290
	U2	Talc	Talc Wadi Thamil (roche actinolitique)	61,870	0,020	0,000	0,030	4,220	0,000	28,330	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	94,470
	U6	Talc	Talc Wadi Thamil (roche actinolitique)	61,510	0,000	0,000	0,030	3,960	0,100	79,970	0,030	0,000	0,000	0,000	0,000	94,890

	MA6	Talc	Talc Wadi Thamil (Talcitite)	62,010	0,090	0,000	0,020	5,010	0,000	28,580	0,000	0,000	0,000	0,000	0,160	95,870
	MA7	Talc	Talc Wadi Thamil (Talcitite)	62,550	0,000	0,000	0,000	3,010	0,030	29,950	0,020	0,000	0,000	0,000	0,190	95,870
	MA11	Talc	Talc Wadi Thamil (Talcitite)	62,160	0,010	0,000	0,110	2,860	0,000	29,930	0,000	0,000	0,000	0,000	0,330	95,450
	MA13	Talc	Talc Wadi Thamil (Talcitite)	61,490	0,000	0,000	0,020	3,360	0,020	29,240	0,000	0,000	0,000	0,000	0,270	94,410
	Ann8	Talc	Talc Wadi Thamil (Talcitite)	61,330	0,070	0,000	0,080	4,130	0,000	29,780	0,000	0,000	0,000	0,000	0,280	95,670
	Ann9	Talc	Talc Wadi Thamil (Talcitite)	61,550	0,070	0,000	0,000	4,080	0,090	29,270	0,050	0,000	0,000	0,000	0,330	95,460

	AR3	Talc	Talc R. U. EL- FARAG (Talcitite)	62,010	0,000	0,000	0,250	3,400	0,000	30,330	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	95,990
	AR10	Talc	Talc R. U. EL- FARAG (Talcitite)	62,190	0,000	0,000	0,000	2,900	0,000	30,360	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	95,450
	MA19	Talc	Talc R. U. EL- FARAG (Talcitite)	61,100	0,050	0,000	0,030	2,920	0,000	29,940	0,000	0,000	0,000	0,000	0,240	94,280
	MA22	Talc	Talc R. U. EL- FARAG (Talcitite)	62,110	0,000	0,000	0,030	3,560	0,000	29,310	0,000	0,000	0,000	0,000	0,070	95,080

➤ **Trémolite**

Label	Minéral	Lithologie	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	BaO	NiO	Somme
TNC-C1-12	Tremolite	Talcitite 1	59,51	0,10	0,10	0,01	1,03	0,09	23,76	13,65	0,08	0,02	-	0,00	98,59
Tremo1TNC	Tremolite	Talcitite 1	58,26	0,00	0,16	0,00	0,89	0,00	23,64	13,99	0,00	0,00	-	0,00	96,93
Tremo2TNC	Tremolite	Talcitite 1	58,10	0,00	0,16	0,00	0,76	0,00	23,60	14,06	0,00	0,00	-	0,00	96,69
Tremo3TNC	Tremolite	Talcitite 1	57,43	0,00	0,94	0,00	0,80	0,00	23,47	13,86	0,00	0,00	-	0,00	96,49

Tremo4TNC	Tremolite	Talcitite 1	58,21	0,00	0,55	0,00	0,80	0,00	23,87	14,16	0,00	0,00	-	0,00	97,60
Tremo6TNC	Tremolite	Talcitite 1	58,26	0,00	0,16	0,00	0,99	0,00	23,60	14,04	0,00	0,00	-	0,00	97,05
NK116- HORSCERCLES- 37	Tremolite	Chloritites	57,14	0,07	1,29	0,00	3,13	0,01	21,29	13,50	0,08	0,27	-	0,00	98,38
NK116-C03-12	Tremolite	Chloritites	57,41	0,12	2,00	0,00	3,10	0,04	21,21	13,28	0,20	0,25	-	0,00	98,36
NK116-C01-4	Tremolite	Chloritites	57,66	0,06	1,84	0,00	3,11	0,09	21,37	13,16	0,12	0,46	-	0,00	98,75
NK116-C02-19	Tremolite	Chloritites	57,82	0,04	1,84	0,06	2,99	0,06	21,22	13,13	0,17	0,49	-	0,00	98,24
NK116-C02-20	Tremolite	Chloritites	57,73	0,12	1,92	0,04	3,00	0,04	21,58	13,26	0,09	0,33	-	0,00	98,83
NK116- HORSCERCLES- 57	Tremolite	Chloritites	57,69	0,04	1,25	0,00	2,98	0,00	21,67	13,30	0,07	0,26	-	0,00	97,92
NK116-C01-15	Tremolite	Chloritites	56,96	0,07	1,64	0,02	2,96	0,08	21,61	13,42	0,16	0,42	-	0,00	98,28
NK116-C02-7	Tremolite	Chloritites	57,77	0,15	1,43	0,02	2,95	0,00	21,76	13,36	0,11	0,36	-	0,00	98,68
NK60-C01-1	Tremolite	Chloritites	57,43	0,07	1,94	0,00	2,29	0,05	22,23	12,80	0,13	0,09	-	0,00	97,52
NK60-C01-12	Tremolite	Chloritites	58,48	0,00	1,34	0,00	2,00	0,03	22,15	13,17	0,06	0,05	-	0,00	98,05
NK20-1	Tremolite	Veine blanche	58,54	0,00	0,85	0,00	0,56	0,01	23,72	13,49	0,43	0,08	-	0,00	97,69
NK20-10	Tremolite	Veine blanche	56,07	0,07	2,85	0,00	0,48	0,00	23,26	13,83	1,15	0,00	-	0,00	97,76
NK20-5	Tremolite	Veine blanche	57,58	0,04	1,67	0,00	0,43	0,02	23,43	13,50	0,78	0,06	-	0,00	97,55

NK20-7	Tremolite	Veine blanche	58,61	0,00	0,79	0,00	0,42	0,04	23,85	13,52	0,39	0,01	-	0,00	97,69
NK20-2	Tremolite	Veine blanche	58,66	0,00	0,51	0,00	0,41	0,00	23,94	13,56	0,31	0,00	-	0,00	97,54

➤ **Serpentine**

Label	Minéral	Lithologie	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	BaO	NiO	Total
CN03-C1-030	Serpentine	Chloritites	43,360	0,081	3,108	0,000	0,951	0,000	37,825	0,201	0,082	0,079	0,000	1,072	87,387
CN03-C1-019	Serpentine	Chloritites	43,024	0,000	3,870	0,000	1,309	0,000	37,829	0,250	0,000	0,018	0,012	1,004	87,619
CN03-C1-020	Serpentine	Chloritites	43,742	0,113	2,021	0,000	1,941	0,000	38,287	0,311	0,000	0,050	0,030	0,699	88,594
CN03-C1-032	Serpentine	Chloritites	43,308	0,171	2,990	0,000	1,944	0,000	36,572	0,219	0,000	0,021	0,000	0,770	87,284
CN03-C1-013	Serpentine	Chloritites	43,896	0,000	2,521	0,022	1,291	0,010	38,698	0,269	0,045	0,050	0,000	1,031	88,916
DN43-C3-062	Serpentine	Marbre vert	44,026	0,000	0,955	0,000	2,096	0,000	37,545	1,348	0,037	0,015	0,000	0,000	86,554
DN43-C2-035	Serpentine	Marbre vert	43,879	0,012	1,007	0,000	2,210	0,000	37,587	0,973	0,000	0,000	0,000	0,000	86,025

DN43-C3-058	Serpentine	Marbre vert	44,433	0,000	0,977	0,000	2,407	0,000	38,534	0,561	0,000	0,000	0,000	0,027	87,166
DN43-C2-044	Serpentine	Marbre vert	43,786	0,000	1,172	0,001	2,779	0,000	38,151	1,314	0,000	0,029	0,000	0,010	87,716
DN43-C2-032	Serpentine	Marbre vert	44,798	0,000	0,789	0,011	2,029	0,000	38,813	0,115	0,000	0,000	0,000	0,010	86,798
DN43-C3-060	Serpentine	Marbre vert	44,119	0,000	0,654	0,000	2,189	0,001	38,468	1,505	0,000	0,000	0,000	0,010	86,989
DN43-C3-061	Serpentine	Marbre vert	45,111	0,000	0,657	0,012	2,227	0,005	38,820	0,134	0,000	0,053	0,000	0,023	87,221
DN43-C3-054	Serpentine	Marbre vert	44,069	0,000	1,001	0,015	2,435	0,007	38,311	1,568	0,000	0,026	0,000	0,046	87,478
DN43-C2-037	Serpentine	Marbre vert	44,574	0,016	0,898	0,004	2,010	0,010	38,450	0,605	0,024	0,000	0,000	0,021	86,991
DN43-C3-055	Serpentine	Marbre vert	44,305	0,010	0,865	0,004	2,263	0,014	38,726	0,446	0,000	0,000	0,000	0,019	87,132
DN43-C3-082	Serpentine	Marbre vert	44,493	0,000	1,155	0,033	2,606	0,018	38,673	0,364	0,000	0,032	0,000	0,027	87,723

DN43-C3-090	Serpentine	Marbre vert	45,197	0,000	0,823	0,003	2,505	0,024	38,693	0,236	0,000	0,000	0,000	0,000	87,826
DN43-C3-071	Serpentine	Marbre vert	43,720	0,000	0,857	0,011	1,965	0,025	37,812	1,714	0,000	0,000	0,000	0,046	86,501
DN43-C2-028	Serpentine	Marbre vert	43,818	0,000	0,941	0,021	2,305	0,040	38,027	1,331	0,000	0,000	0,000	0,021	86,771
DN43-C3-053	Serpentine	Marbre vert	44,249	0,000	1,158	0,031	2,661	0,041	38,485	0,658	0,000	0,018	0,000	0,012	87,600
DN43-C2-033	Serpentine	Marbre vert	44,727	0,000	1,460	0,000	2,623	0,043	38,905	0,123	0,009	0,029	0,000	0,010	88,325
DN43-C1-019	Serpentine	Marbre vert	44,492	0,079	1,302	0,000	2,016	0,043	38,316	0,462	0,000	0,000	0,000	0,014	87,326
DN43-C3-072	Serpentine	Marbre vert	44,863	0,001	0,999	0,000	2,217	0,049	38,325	0,373	0,000	0,000	0,000	0,023	86,910
DN43-C3-086	Serpentine	Marbre vert	44,829	0,000	1,002	0,000	2,421	0,054	38,497	0,126	0,000	0,038	0,000	0,039	87,112
DN43-C3-078	Serpentine	Marbre vert	43,396	0,107	0,916	0,000	2,189	0,054	38,089	1,691	0,000	0,085	0,000	0,012	86,719

DN43-C3-051	Serpentine	Marbre vert	44,721	0,000	0,897	0,004	2,414	0,066	38,552	0,066	0,000	0,023	0,000	0,047	87,274
DN43-C3-084	Serpentine	Marbre vert	44,995	0,000	0,767	0,000	2,080	0,067	38,999	0,107	0,000	0,023	0,000	0,010	87,622
DN43-C3-091	Serpentine	Marbre vert	45,303	0,000	0,813	0,007	2,288	0,068	38,474	0,192	0,000	0,029	0,000	0,039	87,344
DN43-C1-023	Serpentine	Marbre vert	44,121	0,000	1,592	0,018	2,515	0,073	38,561	0,169	0,000	0,009	0,000	0,008	87,476
DN43-C2-034	Serpentine	Marbre vert	45,361	0,000	0,680	0,022	2,029	0,075	38,738	0,182	0,000	0,038	0,000	0,047	87,692
DN43-C3-063	Serpentine	Marbre vert	44,978	0,005	0,770	0,000	2,182	0,079	38,329	0,271	0,000	0,012	0,000	0,008	87,033
DN43-C1-018	Serpentine	Marbre vert	44,726	0,000	1,145	0,014	2,133	0,081	38,313	0,374	0,000	0,000	0,000	0,023	87,001
DN43-C1-021	Serpentine	Marbre vert	43,862	0,000	1,786	0,012	2,490	0,089	38,211	0,291	0,013	0,070	0,000	0,010	87,311
DN43-C3-057	Serpentine	Marbre vert	44,182	0,000	1,026	0,001	2,311	0,094	38,534	1,084	0,000	0,000	0,000	0,000	87,511

DN03-C1-29	Serpentine	Veine verte	44,586	0,000	0,860	0,000	3,034	0,000	39,270	0,085	0,000	0,000	0,000	0,000	88,460
DN03-C1-11	Serpentine	Veine verte	45,109	0,000	0,924	0,014	3,588	0,000	36,389	0,475	0,000	0,000	0,000	0,002	87,347
DN03-C1-14	Serpentine	Veine verte	44,452	0,000	0,969	0,011	3,714	0,004	37,335	0,106	0,000	0,016	0,000	0,011	86,974
DN03-C1-06	Serpentine	Veine verte	43,332	0,000	0,617	0,022	3,464	0,008	38,256	0,184	0,000	0,000	0,000	0,015	86,425
DN03-C1-1	Serpentine	Veine verte	44,717	0,000	0,481	0,000	2,539	0,017	41,426	0,042	0,000	0,007	0,000	0,012	89,685
DN03-C1-01	Serpentine	Veine verte	43,114	0,000	0,773	0,009	3,543	0,026	37,477	0,295	0,000	0,041	0,000	0,000	86,043
DN03-C1-12	Serpentine	Veine verte	43,534	0,038	0,677	0,006	4,151	0,030	38,474	0,074	0,000	0,000	0,000	0,034	87,621
DN03-C1-02	Serpentine	Veine verte	43,578	0,000	0,776	0,000	3,512	0,048	37,598	0,289	0,000	0,000	0,000	0,029	86,520
DN03-C1-04	Serpentine	Veine verte	43,452	0,045	0,733	0,009	3,227	0,055	38,709	0,261	0,000	0,049	0,000	0,000	87,244
DN03-C1-13	Serpentine	Veine verte	42,281	0,000	0,600	0,000	3,710	0,057	38,239	0,270	0,000	0,000	0,000	0,000	85,526

DN03-C1-08	Serpentine	Veine verte	43,777	0,008	0,799	0,006	3,437	0,061	37,646	0,268	0,000	0,009	0,000	0,025	86,569
------------	------------	-------------	--------	-------	-------	-------	-------	-------	--------	-------	-------	-------	-------	-------	--------

➤ **Phlogopite**

Label	Minéral	Lithologie	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	BaO	NiO	Total
NK116-C01-22	Phlogopite	Chloritite	45,346	1,841	13,686	0,001	4,061	0,098	20,343	0,081	0,058	10,761	0,040	0,060	97,958
NK116-C01-3	Phlogopite	Chloritite	44,081	1,713	13,585	0,028	4,113	0,043	21,030	0,103	0,084	10,652	0,046	0,080	96,980
DN03-C1-31	Phlogopite	Veine verte	41,158	0,333	13,539	0,002	2,400	0,015	28,398	0,043	0,036	8,001	0,000	0,023	94,635
DN38-C1-10	Phlogopite	Marbre noir	41,151	0,083	13,709	0,000	1,509	0,008	28,144	0,000	0,026	8,734	0,814	0,046	94,956
DN38-C1-11	Phlogopite	Marbre noir	34,788	0,041	19,771	0,000	1,446	0,086	24,451	0,065	0,219	7,929	5,846	0,011	95,115
DN38-C1-13	Phlogopite	Marbre noir	39,612	0,168	15,305	0,000	1,467	0,035	26,968	0,043	0,030	9,049	1,771	0,029	95,065
DN38-C1-19	Phlogopite	Marbre noir	36,041	1,021	17,592	0,000	1,391	0,001	25,026	0,205	0,244	7,966	5,973	0,011	96,170
DN38-C1-23	Phlogopite	Marbre noir	39,457	0,149	15,445	0,000	1,460	0,021	27,150	0,014	0,056	8,390	2,486	0,000	95,580
DN38-C1-5	Phlogopite	Marbre noir	39,371	0,034	15,329	0,000	1,490	0,000	28,035	0,256	0,058	8,123	2,003	0,020	95,093
DN38-C1-6	Phlogopite	Marbre noir	37,712	0,276	17,270	0,000	1,340	0,000	25,623	0,044	0,180	8,585	3,564	0,000	95,370
DN38-C2-22	Phlogopite	Marbre noir	36,719	0,379	17,644	0,000	1,643	0,000	25,534	0,032	0,178	7,869	3,891	0,000	94,375
DN38-C2-4	Phlogopite	Marbre noir	38,435	0,134	17,705	0,000	1,218	0,020	25,593	0,002	0,198	8,266	4,258	0,000	96,562

DN38-C2-7'	Phlogopite	Marbre noir	34,971	0,000	19,925	0,000	1,587	0,044	23,566	0,000	0,240	8,007	5,058	0,000	94,065
DN38-C2-8	Phlogopite	Marbre noir	35,659	0,067	20,314	0,000	1,342	0,000	24,228	0,010	0,322	8,540	4,097	0,000	95,077

➤ **Carbonates**

Label	Minéral	Lithologie	MgO	CaO	MnO	FeO	SrO	Total
DN03-C1-33	Calcite	Veine blanche	0,89	55,30	0,05	0,10	0	57,09
DN03-C1-6	Calcite	Veine blanche	0,46	56,86	0,12	0,07	0	57,56
DN38-C1-2	Calcite	Marbre noir	1,11	54,66	0,073	0	0	55,861
DN38-C1-23	Calcite	Marbre noir	0,387	54,848	0,056	0,006	0	55,385
DN38-C1-26	Calcite	Marbre noir	0,544	56,159	0,099	0,066	0	57,009
DN38-C2-17	Calcite	Marbre noir	2,077	54,787	0,181	0,113	0	57,29
DN38-C2-27	Calcite	Marbre noir	0,314	55,887	0,088	0,142	0	56,588
DN38-C2-34	Calcite	Marbre noir	0,459	54,756	0,109	0,073	0	55,534
DN38-C3-4	Calcite	Marbre noir	0,483	55,556	0,082	0,03	0	56,238
TNC-C1-49	Calcite	Talcitites 1	0,40	56,82	0,01	0,13	0	57,48
TNC-C3-04	Calcite	Talcitites 1	1,54	55,45	0,03	0,10	0	57,16
DN03-C1-23	Dolomite	Marbre noir	19,769	32,801	0,109	0,422	0	53,153
DN03-C1-14	Dolomite	Marbre noir	21,223	31,382	0,188	0,485	0	53,336

DN03-C1-15	Dolomite	Marbre noir	20,696	31,738	0,093	0,668	0	53,228
DN03-C1-24	Dolomite	Marbre noir	20,89	32,208	0,048	0,612	0	53,843
DN03-C1-25	Dolomite	Marbre noir	22,35	32,36	0,20	0,45	0	55,45
DN03-C1-6'	Dolomite	Marbre noir	20,52	30,90	0,07	0,60	0	52,21
DN03-C1-7	Dolomite	Marbre noir	21,56	31,60	0,06	0,61	0	53,83
DN03-C2-01	Dolomite	Marbre noir	22,16	33,46	0,05	0,70	0	56,48
DN03-C2-02	Dolomite	Marbre noir	22,82	30,89	0,07	0,49	0	54,26
DN03-C2-17	Dolomite	Marbre noir	21,075	31,824	0,084	0,392	0	53,415
DN03-C2-18	Dolomite	Marbre noir	20,919	32,107	0	0,346	0	53,405
DN38-C2-26	Dolomite	Marbre noir	20,546	30,813	0,073	0,705	0	52,187
DN38-C3-10	Dolomite	Marbre noir	20,858	31,71	0,04	0,376	0	53,069
DN38-C3-3	Dolomite	Marbre noir	20,573	31,222	0,065	0,545	0	52,46
DN38-C3-6	Dolomite	Marbre noir	19,973	32,846	0,059	0,659	0	53,878

➤ **Olivine**

Label	Minéral	Lithologie	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	BaO	NiO	Total
DN13-C4-Oliv2	Olivine	Marbre vert	41,206	0	0	0	6,82	0,447	51,109	0,365	0	0	0	0	99,978
DN13-C4-Oliv-3	Olivine	Marbre vert	41,322	0	0,044	0	6,935	0,419	51,409	0,357	0	0	0	0	100,505

DN13-C4-Oliv-4	Olivine	Marbre vert	40,75	0	0,039	0	6,697	0,45	50,829	0,397	0	0	0	0	99,162
DN13-C4-Oliv-5	Olivine	Marbre vert	41,112	0	0,004	0	6,703	0,437	50,84	0,393	0	0	0	0	99,496

➤ *Pyroxène*

Label	Minéral	Lithologie	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	BaO	NiO	Total
NK116-HORSCERCLES-52	Diopside	Chloritite	55,277	0,000	0,799	0,009	3,531	0,155	15,194	24,890	0,045	0,326	0,000	0,000	100,296
NK116-HORSCERCLES-54	Diopside	Chloritite	56,039	0,011	0,601	0,000	2,520	0,034	17,774	22,386	0,037	0,156	0,000	0,000	99,614

➤ *Muscovite*

Label	Minéral	Lithologie	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	BaO	NiO	Total
MP06-C1-1	Muscovite	Métopélite	46,461	0,764	36,132	0,000	1,151	0,019	0,789	0,047	0,415	10,650	0,055	0,000	96,530
MP06-C1-17	Muscovite	Métopélite	46,245	0,327	36,047	0,012	1,257	0,000	0,973	0,052	0,369	10,373	0,051	0,058	95,768
MP06-C1-22	Muscovite	Métopélite	48,829	0,106	32,884	0,015	1,899	0,000	1,780	0,101	0,110	10,072	0,000	0,038	95,887
MP06-C1-5	Muscovite	Métopélite	47,194	0,028	36,712	0,000	0,985	0,000	0,814	0,075	0,388	10,716	0,000	0,000	97,067
MP06-C1-55	Muscovite	Métopélite	46,713	0,216	35,825	0,022	1,132	0,009	0,832	0,060	0,407	10,763	0,000	0,014	96,000
MP06-C2-19	Muscovite	Métopélite	46,927	0,082	35,344	0,000	1,220	0,000	1,210	0,069	0,430	10,531	0,000	0,012	96,176
MP06-C2-26	Muscovite	Métopélite	47,631	0,033	35,522	0,000	1,220	0,037	1,215	0,115	0,351	10,133	0,108	0,000	96,696
MP06-C2-7	Muscovite	Métopélite	49,038	0,020	31,606	0,023	2,109	0,000	1,678	0,063	0,122	10,212	0,060	0,000	95,470

MP06-C3-31	Muscovite	Métabélite	47,439	0,000	36,278	0,007	0,973	0,000	0,816	0,016	0,373	10,572	0,012	0,000	96,487
MP06-C3-47	Muscovite	Métabélite	47,716	0,141	36,370	0,028	1,054	0,000	0,855	0,062	0,395	10,488	0,000	0,000	97,441
MP06-C3-5	Muscovite	Métabélite	47,841	0,119	36,059	0,000	1,450	0,051	1,042	0,104	0,378	10,224	0,000	0,000	97,270
MP06-C3-59	Muscovite	Métabélite	47,521	0,431	35,958	0,000	1,071	0,000	0,696	0,000	0,359	10,595	0,085	0,052	96,972
MP06-C3-6	Muscovite	Métabélite	47,025	0,131	35,684	0,037	1,081	0,000	1,070	0,077	0,368	10,293	0,000	0,032	96,561
MP06-C3-60	Muscovite	Métabélite	46,744	0,000	35,590	0,000	1,014	0,000	0,830	0,097	0,407	10,470	0,075	0,020	95,255
MP07-C1-11	Muscovite	Métabélite	46,092	0,604	36,770	0,000	0,983	0,000	0,775	0,152	0,775	9,989	0,207	0,000	96,675
MP07-C1-15	Muscovite	Métabélite	47,139	0,473	35,330	0,000	1,017	0,004	0,892	0,053	0,698	10,144	0,025	0,000	96,012
MP07-C1-17	Muscovite	Métabélite	46,421	0,025	36,433	0,053	1,324	0,083	0,447	0,158	0,180	9,952	1,277	0,017	96,418
MP07-C1-21	Muscovite	Métabélite	46,748	0,391	36,054	0,000	1,133	0,042	0,752	0,089	0,671	10,352	0,060	0,000	96,291
MP07-C1-32	Muscovite	Métabélite	46,782	0,371	36,616	0,003	0,776	0,000	0,541	0,080	0,763	9,750	0,087	0,000	95,782
MP07-C1-5	Muscovite	Métabélite	47,143	0,474	36,617	0,015	0,766	0,004	0,768	0,115	0,664	10,148	0,025	0,074	96,974
MP07-C1-7	Muscovite	Métabélite	46,761	0,000	32,298	0,008	4,482	0,000	2,190	0,216	0,173	9,878	0,075	0,009	96,294
MP07-C2-10	Muscovite	Métabélite	46,235	0,615	35,944	0,000	0,816	0,000	0,675	0,000	0,690	10,252	0,144	0,009	95,426
MP07-C2-11	Muscovite	Métabélite	46,444	0,741	35,923	0,021	1,109	0,018	0,821	0,087	0,656	9,888	0,171	0,034	96,148
MP07-C2-17	Muscovite	Métabélite	50,586	0,272	33,754	0,000	0,853	0,000	0,782	0,116	0,529	9,395	0,071	0,086	96,551
MP07-C2-18	Muscovite	Métabélite	46,595	0,396	36,897	0,000	0,996	0,000	0,728	0,068	0,738	10,292	0,188	0,000	96,904
MP07-C2-21	Muscovite	Métabélite	47,309	0,416	35,241	0,009	1,360	0,055	0,644	0,006	0,749	10,480	0,023	0,011	96,312

MP07-C2-22	Muscovite	Métabélite	47,716	0,246	36,661	0,047	0,716	0,017	0,617	0,134	0,643	9,688	0,031	0,026	96,559
MP07-C2-23	Muscovite	Métabélite	46,357	0,491	35,747	0,010	1,100	0,000	0,785	0,020	0,701	10,308	0,053	0,000	95,898
MP07-C2-26	Muscovite	Métabélite	46,419	0,716	36,279	0,002	0,964	0,000	0,693	0,121	0,657	10,257	0,071	0,077	96,398
MP07-C2-29	Muscovite	Métabélite	46,253	0,395	36,065	0,005	1,627	0,000	1,105	0,086	0,704	10,011	0,088	0,000	96,757
MP07-C2-30	Muscovite	Métabélite	46,790	0,315	36,639	0,007	0,968	0,020	0,713	0,077	0,561	10,200	0,203	0,023	96,521
MP07-C2-32	Muscovite	Métabélite	49,135	0,087	33,041	0,034	2,224	0,000	1,199	0,273	0,180	9,605	0,193	0,029	96,008
MP07-C2-35	Muscovite	Métabélite	48,142	0,123	34,468	0,000	1,271	0,000	0,635	0,111	0,278	10,085	0,102	0,000	95,730
MP07-C2-9	Muscovite	Métabélite	47,180	0,359	36,530	0,026	0,846	0,000	0,626	0,107	0,719	9,650	0,025	0,000	96,160
MP07-C3-10	Muscovite	Métabélite	46,736	0,033	35,742	0,003	1,010	0,009	0,847	0,054	0,629	10,052	0,084	0,011	95,231
MP07-C3-7	Muscovite	Métabélite	47,188	0,000	33,798	0,008	3,339	0,000	1,780	0,033	0,205	10,198	0,028	0,000	96,901
MP07-C5-11	Muscovite	Métabélite	47,268	0,146	35,791	0,000	1,026	0,050	0,857	0,000	0,721	10,369	0,001	0,000	96,230
MP07-C5-22	Muscovite	Métabélite	45,934	0,397	34,934	0,030	1,337	0,000	0,579	0,000	0,765	10,404	0,242	0,000	95,002
MP07-C5-23	Muscovite	Métabélite	48,212	0,059	31,559	0,002	3,776	0,016	2,120	0,037	0,051	10,648	0,061	0,000	96,871
MP07-C5-24	Muscovite	Métabélite	46,059	0,567	35,767	0,000	0,892	0,000	0,750	0,000	0,683	10,118	0,167	0,011	95,168
MP07-C5-25	Muscovite	Métabélite	47,199	0,555	36,718	0,013	0,900	0,002	0,640	0,211	0,677	9,740	0,148	0,000	96,808
MP07-C5-45	Muscovite	Métabélite	48,028	0,068	31,717	0,098	3,557	0,001	1,342	0,159	0,124	10,017	0,192	0,034	95,643
NK153-C1-110	Muscovite	Métabélite	47,679	0,099	33,773	0,021	2,033	0,000	0,892	0,021	0,164	10,476	0,320	0,035	95,580
NK153-C1-33	Muscovite	Métabélite	49,320	0,084	31,660	0,000	2,058	0,000	1,480	0,087	0,124	10,045	0,000	0,000	95,037

NK153-C1-57	Muscovite	Métabélite	49,195	0,105	30,090	0,046	3,182	0,012	1,708	0,154	0,049	10,269	0,009	0,000	95,256
NK153-C1-69	Muscovite	Métabélite	46,403	0,021	35,434	0,000	1,060	0,000	0,824	0,016	0,322	10,872	0,020	0,000	95,128
NK153-C1-80	Muscovite	Métabélite	46,901	0,030	35,903	0,000	0,810	0,000	0,723	0,000	0,318	10,629	0,000	0,000	95,803
NK153-C1-89	Muscovite	Métabélite	49,282	0,047	33,286	0,009	1,092	0,064	0,966	0,065	0,320	10,163	0,000	0,000	95,602
NK153-C1-9	Muscovite	Métabélite	49,289	0,072	31,380	0,000	2,505	0,019	1,518	0,126	0,157	10,127	0,026	0,075	95,519
NK153-C1-94	Muscovite	Métabélite	47,482	0,316	34,482	0,019	1,112	0,005	1,279	0,005	0,241	9,911	0,032	0,046	95,266
NK153-C2-14	Muscovite	Métabélite	47,872	0,019	35,043	0,036	1,545	0,000	0,723	0,075	0,245	10,031	0,424	0,000	96,524
NK153-C3-106	Muscovite	Métabélite	46,623	0,000	36,139	0,016	0,790	0,046	0,707	0,056	0,348	10,774	0,018	0,009	95,531
NK153-C3-30	Muscovite	Métabélite	46,861	0,057	34,079	0,001	1,411	0,046	1,309	0,060	0,524	10,225	0,018	0,041	95,104
NK44-C1-12	Muscovite	Métabélite	47,130	0,523	34,487	0,006	1,185	0,000	0,967	0,000	0,399	10,804	0,000	0,000	95,655
NK44-C1-13	Muscovite	Métabélite	47,453	0,260	36,117	0,002	0,854	0,000	0,682	0,005	0,537	10,532	0,000	0,003	96,638
NK44-C1-19	Muscovite	Métabélite	47,304	0,353	35,024	0,000	0,968	0,000	0,777	0,026	0,437	10,619	0,000	0,000	95,604
NK44-C1-23	Muscovite	Métabélite	47,105	0,036	36,364	0,006	0,589	0,028	0,611	0,000	0,469	10,390	0,000	0,000	95,610
NK44-C1-25	Muscovite	Métabélite	47,912	0,000	35,278	0,097	1,331	0,000	0,701	0,064	0,219	10,183	0,000	0,000	96,478
NK44-C1-26	Muscovite	Métabélite	47,048	0,393	35,422	0,053	1,196	0,038	0,778	0,000	0,570	10,330	0,000	0,026	96,179
NK44-C1-3	Muscovite	Métabélite	47,028	0,305	35,875	0,000	0,832	0,016	0,764	0,053	0,494	10,389	0,000	0,031	96,061
NK44-C1-30	Muscovite	Métabélite	46,489	0,055	35,259	0,008	1,336	0,024	0,588	0,138	0,158	10,463	0,000	0,000	95,611
NK44-C1-36	Muscovite	Métabélite	47,420	0,000	35,566	0,030	1,032	0,000	0,677	0,052	0,491	10,482	0,000	0,054	96,322

NK44-C1-4	Muscovite	Métabélite	47,049	0,145	36,294	0,000	0,885	0,037	0,774	0,000	0,530	10,472	0,000	0,000	96,634
NK44-C1-45	Muscovite	Métabélite	47,435	0,217	36,300	0,015	0,818	0,000	0,797	0,036	0,446	10,304	0,000	0,000	96,852
NK44-C1-51	Muscovite	Métabélite	46,004	0,259	36,550	0,012	1,050	0,011	0,606	0,078	0,492	10,586	0,000	0,071	96,252
NK44-C1-59	Muscovite	Métabélite	45,513	0,083	36,839	0,050	0,689	0,000	0,263	0,104	0,247	10,492	0,000	0,028	95,761
NK44-C1-7	Muscovite	Métabélite	47,063	0,263	36,805	0,003	0,686	0,000	0,594	0,078	0,498	10,355	0,000	0,000	96,707
NK44-C1-79	Muscovite	Métabélite	47,326	0,541	35,022	0,006	0,778	0,000	0,954	0,000	0,358	10,478	0,000	0,000	95,785
NK44-C1-89	Muscovite	Métabélite	47,568	0,400	34,783	0,020	1,527	0,000	1,031	0,004	0,458	9,925	0,000	0,031	95,831
NK44-C1-97	Muscovite	Métabélite	46,953	0,000	35,983	0,009	0,849	0,000	0,684	0,000	0,436	10,203	0,000	0,000	95,627
NK44-C2-15	Muscovite	Métabélite	46,879	0,051	36,083	0,000	1,199	0,000	0,605	0,021	0,426	9,931	0,000	0,037	95,797
NK44-C2-16	Muscovite	Métabélite	46,946	0,440	35,426	0,012	1,044	0,001	0,782	0,000	0,495	10,229	0,000	0,006	95,616
NK44-C2-17	Muscovite	Métabélite	46,001	0,571	35,452	0,003	0,900	0,006	0,777	0,000	0,464	10,621	0,000	0,051	95,326
NK44-C2-21	Muscovite	Métabélite	46,826	0,056	35,107	0,014	1,034	0,000	0,904	0,000	0,388	10,703	0,000	0,034	95,426
NK44-C2-23	Muscovite	Métabélite	46,447	0,038	36,734	0,130	0,927	0,000	0,382	0,057	0,233	10,371	0,000	0,026	96,690
NK44-C2-29	Muscovite	Métabélite	46,411	0,075	35,584	0,108	1,242	0,000	0,661	0,065	0,198	10,280	0,000	0,026	95,255
NK44-C2-31	Muscovite	Métabélite	46,602	0,511	35,470	0,000	1,036	0,000	0,794	0,024	0,415	10,036	0,000	0,051	95,262
NK44-C2-36	Muscovite	Métabélite	46,952	0,510	35,657	0,000	0,603	0,030	0,753	0,004	0,512	10,504	0,000	0,023	95,891
NK44-C2-44	Muscovite	Métabélite	46,240	0,904	34,723	0,038	1,262	0,054	0,865	0,000	0,391	10,719	0,000	0,003	95,566
NK44-C2-45	Muscovite	Métabélite	47,280	0,030	35,595	0,000	1,291	0,000	0,956	0,000	0,494	10,258	0,000	0,000	96,532

NK44-C2-53	Muscovite	Métabélite	46,417	0,397	35,798	0,000	0,956	0,000	0,654	0,021	0,494	10,029	0,000	0,034	95,101
NK44-C2-56	Muscovite	Métabélite	46,643	0,242	35,043	0,003	1,558	0,032	0,965	0,044	0,437	10,350	0,000	0,000	95,673
NK44-C2-65	Muscovite	Métabélite	47,168	0,895	34,423	0,071	1,094	0,024	0,975	0,000	0,372	10,667	0,000	0,003	96,040
NK44-C2-7	Muscovite	Métabélite	46,869	0,198	35,509	0,008	1,079	0,000	0,810	0,044	0,533	10,335	0,000	0,000	95,788
NK44-C2-8	Muscovite	Métabélite	47,064	0,259	36,028	0,008	0,654	0,000	0,725	0,000	0,487	10,371	0,000	0,017	96,070
NK44-C3-101	Muscovite	Métabélite	46,848	0,391	34,927	0,023	0,991	0,032	0,884	0,011	0,415	10,505	0,000	0,000	95,169
NK44-C3-72	Muscovite	Métabélite	47,722	0,499	35,098	0,011	0,809	0,004	0,847	0,003	0,375	10,149	0,000	0,000	96,077
NK44-C3-78	Muscovite	Métabélite	46,469	0,652	36,266	0,004	0,888	0,020	0,758	0,013	0,400	10,462	0,000	0,000	96,090
NK44-C3-82	Muscovite	Métabélite	47,720	0,506	35,041	0,000	0,810	0,000	0,993	0,000	0,374	10,656	0,000	0,031	96,249
NK44-C3-84	Muscovite	Métabélite	46,124	0,515	35,581	0,008	0,944	0,016	0,844	0,052	0,446	10,695	0,000	0,000	95,804
NK44-C3-87	Muscovite	Métabélite	46,669	0,453	35,068	0,000	0,988	0,021	0,722	0,017	0,502	10,402	0,000	0,043	95,339
NK44-C3-88	Muscovite	Métabélite	47,393	0,398	35,730	0,028	1,119	0,004	0,725	0,052	0,468	10,229	0,000	0,000	96,460
NK44-C3-90	Muscovite	Métabélite	45,643	0,544	35,631	0,000	1,248	0,000	0,777	0,045	0,480	10,519	0,000	0,014	95,142
NK44-C3-A'	Muscovite	Métabélite	45,968	0,565	35,911	0,015	0,981	0,000	0,754	0,000	0,458	10,556	0,000	0,017	95,917
QP14-C1-11	Muscovite	Métabélite	46,562	0,006	35,718	0,000	1,091	0,000	0,821	0,052	0,577	10,172	0,000	0,020	95,147
QP14-C1-18	Muscovite	Métabélite	46,486	0,164	36,072	0,035	1,390	0,000	0,848	0,000	0,603	10,269	0,000	0,000	96,196
QP14-C1-24	Muscovite	Métabélite	46,649	0,340	35,509	0,006	0,904	0,000	0,728	0,076	0,513	10,372	0,000	0,000	95,549
QP14-C1-26	Muscovite	Métabélite	46,462	0,554	36,441	0,014	0,875	0,004	0,581	0,000	0,708	10,161	0,000	0,000	96,009

QP14-C1-3	Muscovite	Métabélite	47,702	0,294	35,862	0,012	0,913	0,000	0,808	0,006	0,625	10,267	0,000	0,000	96,781
QP14-C1-34	Muscovite	Métabélite	46,540	0,469	35,759	0,000	1,001	0,061	0,588	0,080	0,705	10,112	0,000	0,014	95,521
QP14-C1-35	Muscovite	Métabélite	46,517	0,474	35,736	0,006	1,065	0,018	0,681	0,074	0,672	10,240	0,000	0,003	95,858
QP14-C1-4	Muscovite	Métabélite	47,661	0,473	35,710	0,032	1,089	0,008	0,888	0,000	0,515	10,013	0,000	0,003	97,034
QP14-C2-20	Muscovite	Métabélite	46,001	0,050	36,262	0,023	0,952	0,030	0,520	0,009	0,730	10,424	0,000	0,000	95,377
QP14-C2-33	Muscovite	Métabélite	47,270	0,292	33,865	0,014	2,485	0,000	0,907	0,123	0,432	10,188	0,000	0,000	95,951
QP14-C2-4	Muscovite	Métabélite	46,377	0,388	35,172	0,014	1,215	0,044	0,804	0,000	0,604	10,175	0,000	0,011	95,367
QP14-C2-5	Muscovite	Métabélite	45,550	0,581	36,706	0,004	0,823	0,000	0,542	0,054	0,672	10,023	0,000	0,014	95,231
QP14-C2-7	Muscovite	Métabélite	47,167	0,384	35,874	0,022	0,902	0,031	0,534	0,084	0,649	10,195	0,000	0,040	96,148

➤ **Biotite**

Label	Lithologie	Minéral	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	BaO	NiO	TOTAL
MP06-C2-18	Métabélite	Biotite	36,05	2,82	19,51	0,12	19,15	0,04	7,65	0,10	0,08	9,33	0,00	0,02	95,48
NK153-C3-20	Métabélite	Biotite	36,20	1,63	18,67	0,03	17,44	0,06	10,33	0,03	0,15	9,59	0,00	0,00	95,03
MP06-C2-1	Métabélite	Biotite	36,32	2,58	19,79	0,15	19,83	0,01	7,97	0,16	0,09	7,64	0,00	0,00	95,27
MP06-C1-32	Métabélite	Biotite	36,33	2,79	19,91	0,10	18,21	0,01	7,44	0,00	0,08	9,46	0,00	0,01	94,91

MP06-C3-8	Métopélite	Biotite	36,41	2,87	20,32	0,11	18,00	0,00	8,30	0,04	0,19	9,07	0,00	0,03	95,99
MP06-C1-50	Métopélite	Biotite	36,53	3,29	20,07	0,14	18,43	0,06	7,64	0,06	0,27	9,17	0,00	0,00	96,43
NK44-C2-63	Métopélite	Biotite	36,73	3,12	18,13	0,09	17,65	0,10	9,10	0,02	0,14	9,27	0,00	0,02	95,41
MP06-C1-52	Métopélite	Biotite	36,79	3,03	20,60	0,12	17,29	0,00	7,77	0,15	0,30	9,02	0,00	0,03	95,85
NK153-C3-19	Métopélite	Biotite	36,91	1,57	18,41	0,03	16,11	0,08	10,21	0,01	0,12	9,73	0,00	0,03	94,33
NK153-C1-30	Métopélite	Biotite	36,95	3,19	18,34	0,06	15,80	0,10	9,73	0,08	0,11	9,27	0,00	0,03	95,15
NK44-C2-29'	Métopélite	Biotite	37,03	3,25	18,30	0,12	16,88	0,12	9,02	0,21	0,24	9,27	0,00	0,07	95,76
MP06-C3-7	Métopélite	Biotite	37,07	2,86	20,13	0,12	17,40	0,01	8,00	0,07	0,16	9,13	0,00	0,03	95,58
NK18-C1-58	Métopélite	Biotite	37,32	2,06	20,17	0,21	16,38	0,08	9,73	0,07	0,09	9,11	0,00	0,01	95,93
NK153-C1-29	Métopélite	Biotite	37,57	2,75	18,94	0,03	15,43	0,08	8,99	0,01	0,15	9,74	0,00	0,02	94,44
NK44-C1-87	Métopélite	Biotite	37,62	2,95	18,16	0,08	16,24	0,00	9,25	0,14	0,17	9,20	0,00	0,00	95,32

NK18-C1-20	Métopélite	Biotite	37,64	2,40	20,73	0,09	17,71	0,05	7,58	0,13	0,05	8,58	0,00	0,00	95,24
NK44-C2-61	Métopélite	Biotite	37,80	3,04	17,49	0,09	16,87	0,00	9,88	0,05	0,22	9,18	0,00	0,01	95,17
NK153-C3-21	Métopélite	Biotite	37,84	1,45	18,60	0,02	15,84	0,06	10,19	0,01	0,12	9,49	0,00	0,03	94,90
NK18-C2-44	Métopélite	Biotite	38,34	0,91	23,03	0,03	15,84	0,01	7,19	0,18	0,12	8,10	0,00	0,03	94,31
NK18-C2-43	Métopélite	Biotite	38,47	0,84	23,15	0,01	15,31	0,06	7,15	0,13	0,16	8,48	0,00	0,07	94,84
MP06-C3-21	Métopélite	Biotite	38,98	2,54	21,47	0,13	16,12	0,03	6,23	0,07	0,07	9,10	0,00	0,00	95,14
NK153-C3-1	Métopélite	Biotite	39,88	2,37	20,17	0,06	14,60	0,10	8,20	0,00	0,08	9,80	0,00	0,07	96,09
NK153-C1-26	Métopélite	Biotite	39,90	2,49	19,13	0,02	13,74	0,00	8,34	0,00	0,22	9,28	0,00	0,00	94,62
NK153-C1-88	Métopélite	Biotite	41,33	1,19	20,36	0,08	13,49	0,08	8,05	0,00	0,09	9,99	0,00	0,05	95,26

➤ **Plagioclase**

Label	Minéral	Roche	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	NiO	TOTAL
QP14-C1-1	Plagioclase	Métopélite	68,199	0,004	19,984	0	0,197	0,002	0	0,43	12,131	0,111	0	101,172
QP14-C1-2	Plagioclase	Métopélite	68,424	0	19,487	0	0,148	0,037	0,004	0,177	12,199	0,167	0	100,659
MP07-C2-5	Plagioclase	Métopélite	66,16	0,00	21,20	0,01	0,07	0,00	0,05	0,53	11,24	0,31	0,09	99,93
NKZ5 - C'2 - 21	Plagioclase	Amphibolite	55,669	0,076	27,511	0,009	0,610	0,031	0,000	9,583	6,239	0,293	0,000	100,021
NKZ5 - C'2 - 39	Plagioclase	Amphibolite	55,836	0,000	27,408	0,000	0,407	0,000	0,061	9,658	6,544	0,103	0,006	100,023
NKZ5 - C'2 - 16	Plagioclase	Amphibolite	56,650	0,011	27,412	0,000	0,339	0,000	0,011	8,942	6,467	0,445	0,015	100,292
NKZ5 - C'2 - 54	Plagioclase	Amphibolite	59,499	0,000	26,010	0,004	0,551	0,001	0,138	6,952	5,478	0,819	0,000	99,453
NKZ5 - C'3 - 9	Plagioclase	Amphibolite	56,229	0,000	26,876	0,000	0,457	0,031	0,116	8,441	6,586	0,755	0,012	99,502
NKZ5 - C'1 - 9	Plagioclase	Amphibolite	57,540	0,000	25,962	0,000	0,431	0,000	0,037	7,434	6,661	1,263	0,000	99,328
NKZ5 - C'3 - 13	Plagioclase	Amphibolite	57,238	0,000	26,547	0,017	0,354	0,000	0,027	8,437	6,978	0,530	0,000	100,128
NKZ5 - C'3 - 16	Plagioclase	Amphibolite	57,951	0,012	26,869	0,010	0,283	0,000	0,005	8,498	7,100	0,134	0,000	100,861
NKZ5 - C'1 - 24	Plagioclase	Amphibolite	57,554	0,000	26,243	0,009	0,356	0,009	0,044	8,175	7,053	0,309	0,000	99,751
NKZ5 - C'1 - 5	Plagioclase	Amphibolite	57,227	0,000	26,505	0,006	0,382	0,016	0,051	8,347	7,136	0,222	0,000	99,890
NKZ5 - C'1 - 28	Plagioclase	Amphibolite	57,565	0,000	25,729	0,011	0,512	0,000	0,287	8,298	7,174	0,160	0,000	99,736
NKZ5 - C'2 - 79	Plagioclase	Amphibolite	57,637	0,000	25,838	0,013	0,330	0,000	0,069	8,200	7,257	0,235	0,039	99,617
NKZ5 - C'1 - 21	Plagioclase	Amphibolite	58,014	0,000	26,108	0,006	0,410	0,000	0,020	8,252	7,228	0,089	0,000	100,128
NKZ5 - C'1 - 3	Plagioclase	Amphibolite	58,139	0,000	26,013	0,000	0,625	0,000	0,290	6,738	7,124	1,126	0,083	100,139
NKZ5 - C'2 - 19	Plagioclase	Amphibolite	58,292	0,000	25,901	0,009	0,471	0,021	0,040	8,296	7,508	0,118	0,001	100,658
NKZ5 - C'2 - 75	Plagioclase	Amphibolite	57,014	0,000	26,595	0,000	1,094	0,000	0,511	6,214	6,952	1,143	0,022	99,545
NKZ5 - C'2 - 53	Plagioclase	Amphibolite	58,417	0,000	25,643	0,000	0,536	0,000	0,163	7,186	7,410	0,738	0,000	100,093
NKZ5 - C'1 - 8	Plagioclase	Amphibolite	57,350	0,000	25,342	0,000	1,698	0,000	0,964	5,675	6,930	1,485	0,012	99,455
NKZ5 - C'4 - 16	Plagioclase	Amphibolite	58,647	0,068	25,546	0,008	0,316	0,014	0,003	7,629	7,622	0,356	0,003	100,211
NKZ5 - C'2 - 38	Plagioclase	Amphibolite	55,301	0,000	25,015	0,000	3,668	0,000	1,716	5,251	6,611	1,454	0,009	99,025

NKZ5 - C'3 - 22	Plagioclase	Amphibolite	55,263	0,010	29,664	0,000	0,606	0,016	0,501	6,961	7,072	0,345	0,032	100,469
NKZ5 - C'3 - 5	Plagioclase	Amphibolite	56,765	1,038	24,608	0,001	1,247	0,021	0,747	6,816	7,411	0,481	0,013	99,148
NKZ5 - C'3 - 19	Plagioclase	Amphibolite	58,551	0,000	25,596	0,000	0,513	0,013	0,287	7,256	7,624	0,231	0,004	100,076
NKZ5 - C'3 - 21	Plagioclase	Amphibolite	57,773	0,060	24,828	0,000	1,492	0,000	1,043	5,448	7,348	1,001	0,017	99,012
NKZ5 - C'1 - 23	Plagioclase	Amphibolite	58,504	0,000	24,928	0,000	1,289	0,000	0,260	6,401	7,811	0,264	0,022	99,479
NKZ5 - C'2 - 78	Plagioclase	Amphibolite	60,011	0,000	24,996	0,000	0,219	0,004	0,100	5,913	8,285	0,510	0,000	100,038
NKZ5 - C2 - 5	Plagioclase	Amphibolite	61,806	0,067	19,826	0,005	2,907	0,028	2,046	3,723	8,811	0,780	0,000	100,000
NKZ5 - C3 - 23	Plagioclase	Amphibolite	60,756	0,000	23,050	0,008	1,080	0,000	0,594	3,967	9,144	0,592	0,000	99,191
NKZ5 - C2 - 71	Plagioclase	Amphibolite	62,481	0,000	22,803	0,004	0,676	0,037	0,380	2,392	8,872	1,751	0,048	99,444
NKZ5 - C1 - 17	Plagioclase	Amphibolite	62,677	0,000	22,728	0,000	0,611	0,000	0,168	3,457	9,461	1,020	0,026	100,149
NKZ5 - C1 - 2	Plagioclase	Amphibolite	63,235	0,000	22,478	0,002	0,230	0,000	0,032	2,807	9,725	1,150	0,031	99,688
NKZ5 - C1 - 14	Plagioclase	Amphibolite	64,016	0,000	22,126	0,000	0,382	0,000	0,131	3,287	10,202	0,207	0,050	100,401
NKZ5 - C'4 - 17	Plagioclase	Amphibolite	65,131	0,000	22,188	0,002	0,335	0,000	0,048	1,040	10,085	1,656	0,000	100,484
NKZ5 - C1 - 53	Plagioclase	Amphibolite	64,794	0,000	18,086	0,008	2,887	0,000	2,470	1,305	9,637	1,037	0,000	100,226
NKZ5 - C1 - 32	Plagioclase	Amphibolite	64,321	0,000	21,349	0,000	1,219	0,000	0,454	1,756	10,584	0,624	0,015	100,323
NKZ5 - C'4 - 8	Plagioclase	Amphibolite	67,694	0,000	18,843	0,000	0,245	0,009	0,027	1,551	12,399	0,053	0,006	100,827
NKZ5 - C1 - 61	Plagioclase	Amphibolite	67,509	0,000	19,397	0,004	0,648	0,011	0,541	0,262	11,885	0,338	0,000	100,596
NKZ5 - C1 - 54	Plagioclase	Amphibolite	67,908	0,000	18,497	0,022	0,775	0,030	0,554	0,365	12,149	0,046	0,000	100,345
NKZ5 - C1 - 58	Plagioclase	Amphibolite	68,350	0,006	19,159	0,012	0,416	0,000	0,076	0,318	12,154	0,059	0,006	100,556
NKZ5 - C1 - 55	Plagioclase	Amphibolite	69,377	0,023	19,491	0,000	0,311	0,000	0,008	0,108	12,175	0,186	0,000	101,680
NKZ5 - C'4 - 90	Plagioclase	Amphibolite	67,488	0,000	19,026	0,016	0,979	0,000	0,774	0,138	12,153	0,088	0,000	100,663
NKZ5 - C1 - 27	Plagioclase	Amphibolite	68,177	0,000	19,309	0,003	0,151	0,000	0,019	0,148	12,592	0,081	0,001	100,482
NKZ5 - C'4 - 71	Plagioclase	Amphibolite	71,139	0,000	17,699	0,000	0,426	0,029	0,003	0,177	11,453	0,033	0,000	100,959
NKZ5 - C'4 - 33	Plagioclase	Amphibolite	67,815	0,000	19,407	0,007	0,554	0,013	0,275	0,136	12,380	0,060	0,001	100,648
NKZ5 - C1 - 65	Plagioclase	Amphibolite	68,615	0,000	19,264	0,000	0,332	0,000	0,000	0,107	12,645	0,073	0,000	101,036

NKZ5 - C'4 - 48	Plagioclase	Amphibolite	69,268	0,000	19,297	0,006	0,362	0,000	0,000	0,083	12,697	0,066	0,023	101,803
NKZ5 - C'4 - 60	Plagioclase	Amphibolite	69,158	0,000	19,428	0,003	0,368	0,021	0,000	0,080	12,548	0,062	0,050	101,719
NKZ5 - C'4 - 9	Plagioclase	Amphibolite	68,975	0,000	19,625	0,002	0,185	0,004	0,000	0,100	12,482	0,044	0,000	101,416
NKZ5 - C1 - 90	Plagioclase	Amphibolite	67,845	0,000	19,120	0,000	0,632	0,000	0,396	0,059	12,340	0,064	0,048	100,505
NKZ5 - C'4 - 82	Plagioclase	Amphibolite	68,712	0,000	19,675	0,004	0,384	0,013	0,000	0,061	12,570	0,063	0,000	101,482
NKZ5 - C1 - 57	Plagioclase	Amphibolite	68,520	0,014	19,492	0,006	0,348	0,006	0,028	0,080	12,576	0,040	0,004	101,113
NKZ5 - C'4 - 5	Plagioclase	Amphibolite	68,659	0,000	19,215	0,003	0,401	0,019	0,000	0,047	12,397	0,065	0,000	100,805
NKZ5 - C'4 - 87	Plagioclase	Amphibolite	68,665	0,000	19,564	0,002	0,354	0,010	0,040	0,073	12,763	0,041	0,016	101,528
NKZ5 - C'4 - 36	Plagioclase	Amphibolite	68,668	0,000	19,482	0,015	0,620	0,040	0,031	0,049	12,423	0,023	0,000	101,352
NKZ5 - C'4 - 61	Plagioclase	Amphibolite	68,958	0,000	19,635	0,000	0,315	0,024	0,000	0,022	12,571	0,042	0,000	101,568
NKZ5 - C'4 - 7	Plagioclase	Amphibolite	68,477	0,000	19,350	0,002	0,234	0,009	0,000	0,020	12,512	0,039	0,000	100,643
NKZ5 - C'4 - 23	Plagioclase	Amphibolite	68,742	0,000	19,615	0,000	0,258	0,036	0,000	0,015	12,346	0,026	0,019	101,057
NKZ5 - C'4 - 32	Plagioclase	Amphibolite	68,640	0,000	19,545	0,000	0,185	0,000	0,000	0,000	12,451	0,019	0,000	100,840
NKZ5 - C'4 - 24	Plagioclase	Amphibolite	68,503	0,000	19,536	0,000	0,276	0,000	0,009	0,000	12,679	0,000	0,031	101,034

➤ **Amphiboles (amphibolite)**

Label	Lithologie	Minéral	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Cr2O3	Somme
NKZ5 - C2 - 80	Amphibolite	Hornblende	46,14	0,27	8,61	19,37	0,30	9,89	11,07	1,20	0,50	0,00	97,36
NKZ5 - C3 - 20	Amphibolite	Hornblende	46,38	0,55	8,34	17,04	0,25	12,19	10,07	1,08	0,37	0,00	96,27
NKZ5 - C2 - 35	Amphibolite	Hornblende	46,90	0,78	6,59	19,43	0,31	10,05	10,98	0,87	0,48	0,15	96,54
NKZ5 - C2 - 37	Amphibolite	Hornblende	47,17	0,17	7,29	18,14	0,29	10,67	11,16	1,01	0,30	0,01	96,22
NKZ5 - C2 - 34	Amphibolite	Hornblende	47,26	0,79	6,70	19,66	0,29	10,01	11,19	0,91	0,47	0,17	97,45
NKZ5 - C2 - 7	Amphibolite	Hornblende	47,33	0,60	6,06	19,33	0,37	10,94	10,72	0,82	0,31	0,07	96,59

NKZ5 - C1 - 118	Amphibolite	Hornblende	47,78	0,74	5,59	18,11	0,25	11,59	11,27	0,61	0,29	0,00	96,23
NKZ5 - C2 - 73	Amphibolite	Hornblende	47,86	0,93	5,69	19,25	0,31	10,52	10,78	0,94	0,40	0,01	96,69
NKZ5 - C2 - 72	Amphibolite	Hornblende	47,96	0,91	5,68	18,88	0,35	10,57	10,77	0,99	0,43	0,00	96,56
NKZ5 - C1 - 1	Amphibolite	Hornblende	48,15	0,80	5,67	18,97	0,35	10,47	11,21	0,81	0,38	0,03	96,83
NKZ5 - C2 - 18	Amphibolite	Hornblende	48,22	0,64	5,38	19,28	0,34	10,31	11,28	0,81	0,27	0,13	96,72
NKZ5 - C1 - 7	Amphibolite	Hornblende	48,24	0,72	5,61	18,98	0,33	10,62	11,25	0,79	0,32	0,10	96,96
NKZ5 - C2 - 22	Amphibolite	Hornblende	48,34	0,36	5,66	18,62	0,29	10,92	11,30	0,79	0,38	0,04	96,71
NKZ5 - C2 - 9	Amphibolite	Hornblende	48,42	0,56	5,34	19,67	0,33	10,22	10,97	0,75	0,34	0,06	96,74
NKZ5 - C1 - 81	Amphibolite	Hornblende	48,61	0,61	5,30	18,99	0,29	10,59	11,55	0,61	0,33	0,02	96,90
NKZ5 - C1 - 84	Amphibolite	Hornblende	48,62	0,52	5,38	18,86	0,32	10,24	11,62	0,66	0,32	0,01	96,63
NKZ5 - C1 - 83	Amphibolite	Hornblende	48,66	0,44	8,21	17,85	0,27	8,14	10,39	1,46	1,28	0,11	96,86
NKZ5 - C2 - 8	Amphibolite	Hornblende	48,71	0,48	4,94	20,01	0,32	10,17	10,89	0,83	0,34	0,03	96,74
NKZ5 - C2 - 12	Amphibolite	Hornblende	48,72	0,47	5,23	19,71	0,34	10,37	10,96	0,67	0,24	0,06	96,86
NKZ5 - C2 - 11	Amphibolite	Hornblende	48,78	0,52	5,06	20,25	0,40	10,28	10,88	0,87	0,30	0,09	97,49
NKZ5 - C1 - 85	Amphibolite	Hornblende	48,81	0,56	5,46	18,92	0,29	10,43	11,69	0,64	0,37	0,02	97,23
NKZ5 - C2 - 6	Amphibolite	Hornblende	48,84	0,53	5,04	19,62	0,35	10,28	11,12	0,74	0,30	0,04	96,91
NKZ5 - C1 - 66	Amphibolite	Hornblende	48,87	0,38	5,07	19,36	0,32	10,74	11,55	0,76	0,18	0,02	97,24
NKZ5 - C1 - 101	Amphibolite	Hornblende	49,08	0,49	5,25	18,31	0,30	10,70	11,84	0,56	0,33	0,02	96,91

NKZ5 - C2 - 3	Amphibolite	Hornblende	49,15	0,35	4,31	19,80	0,30	10,60	11,05	0,64	0,26	0,05	96,56
NKZ5 - C1 - 11	Amphibolite	Hornblende	49,16	0,68	5,04	18,02	0,33	11,06	11,39	0,56	0,26	0,00	96,50
NKZ5 - C1 - 29	Amphibolite	Hornblende	49,31	0,67	5,27	18,17	0,28	11,32	11,35	0,75	0,29	0,00	97,41
NKZ5 - C3 - 79	Amphibolite	Hornblende	49,35	0,44	5,14	18,97	0,31	10,35	11,69	0,62	0,25	0,10	97,21
NKZ5 - C2 - 55	Amphibolite	Hornblende	49,51	0,19	5,31	17,17	0,31	11,91	11,30	0,79	0,29	0,00	96,78
NKZ5 - C2 - 52	Amphibolite	Hornblende	49,68	0,22	6,74	16,31	0,29	11,15	10,92	1,10	0,61	0,00	97,02
NKZ5 - C1 - 4	Amphibolite	Hornblende	50,04	0,17	4,39	17,99	0,34	12,09	10,94	0,58	0,22	0,00	96,76
NKZ5 - C1 - 12	Amphibolite	Hornblende	50,26	0,55	4,21	17,75	0,29	11,76	11,57	0,55	0,21	0,01	97,18
NKZ5 - C4 - 77	Amphibolite	Actinolite	50,30	0,20	3,37	20,69	0,28	10,04	11,56	0,44	0,12	0,14	97,17
NKZ5 - C4 - 11	Amphibolite	Actinolite	50,37	0,17	2,95	21,50	0,30	9,25	11,45	0,40	0,14	0,05	96,58
NKZ5 - C4 - 22	Amphibolite	Actinolite	50,37	0,10	2,93	18,33	0,23	12,78	10,80	0,29	0,07	0,38	96,26
NKZ5 - C4 - 80	Amphibolite	Actinolite	50,63	0,18	2,99	19,26	0,25	10,68	11,69	0,37	0,13	0,12	96,29
NKZ5 - C4 - 67	Amphibolite	Actinolite	50,96	0,13	2,28	21,99	0,40	9,01	11,59	0,20	0,08	0,02	96,66
NKZ5 - C4 - 6	Amphibolite	Actinolite	51,01	0,19	2,63	20,32	0,30	10,27	11,49	0,22	0,08	0,17	96,75
NKZ5 - C4 - 91	Amphibolite	Actinolite	51,04	0,17	2,18	20,49	0,26	10,72	11,52	0,19	0,11	0,05	96,78
NKZ5 - C4 - 33'	Amphibolite	Actinolite	51,10	0,19	2,12	20,15	0,34	10,37	11,47	0,20	0,11	0,09	96,14
NKZ5 - C4 - 25	Amphibolite	Actinolite	51,16	0,26	2,26	21,08	0,32	10,02	11,41	0,27	0,08	0,08	96,94
NKZ5 - C4 - 43	Amphibolite	Actinolite	51,19	0,19	2,54	20,41	0,31	10,04	11,82	0,29	0,10	0,16	97,07

NKZ5 - C4 - 78	Amphibolite	Actinolite	51,26	0,21	2,36	19,77	0,29	10,67	11,93	0,28	0,09	0,09	96,96
NKZ5 - C4 - 81	Amphibolite	Actinolite	51,39	0,19	2,50	19,86	0,24	10,84	11,74	0,39	0,14	0,21	97,50
NKZ5 - C4 - 12	Amphibolite	Actinolite	51,43	0,21	2,14	20,29	0,28	10,41	11,69	0,20	0,05	0,27	96,99
NKZ5 - C4 - 79	Amphibolite	Actinolite	51,50	0,19	2,41	18,35	0,26	11,36	11,95	0,40	0,09	0,15	96,66
NKZ5 - C4 - 88	Amphibolite	Actinolite	51,59	0,17	2,21	20,52	0,36	10,25	11,62	0,24	0,09	0,02	97,08
NKZ5 - C4 - 20	Amphibolite	Actinolite	51,60	0,24	2,17	20,19	0,31	10,43	11,59	0,27	0,08	0,10	96,97
NKZ5 - C4 - 47	Amphibolite	Actinolite	51,62	0,18	1,81	20,00	0,30	10,33	11,87	0,21	0,05	0,11	96,48
NKZ5 - C4 - 10	Amphibolite	Actinolite	51,66	0,20	1,83	20,65	0,27	10,21	11,71	0,22	0,08	0,07	96,97
NKZ5 - C4 - 85	Amphibolite	Actinolite	51,79	0,18	1,72	20,02	0,25	10,43	11,97	0,19	0,10	0,00	96,67
NKZ5 - C4 - 89	Amphibolite	Actinolite	51,92	0,17	1,63	19,09	0,30	11,49	11,81	0,17	0,09	0,07	96,81
NKZ5 - C4 - 73	Amphibolite	Actinolite	51,99	0,14	1,56	19,46	0,32	11,02	11,96	0,15	0,09	0,05	96,78
NKZ5 - C4 - 45	Amphibolite	Actinolite	52,15	0,20	1,85	20,00	0,25	10,30	11,87	0,19	0,10	0,06	96,99
NKZ5 - C4 - 34	Amphibolite	Actinolite	52,41	0,15	1,58	19,09	0,32	11,28	11,70	0,25	0,07	0,09	96,93
NKZ5 - C4 - 72	Amphibolite	Actinolite	55,21	0,01	0,44	12,73	0,19	15,73	12,31	0,26	0,04	0,01	96,99
NKZ5 - C4 - 19	Amphibolite	Actinolite	55,76	0,00	0,34	11,37	0,12	17,13	12,56	0,15	0,11	0,02	97,59

❖ Formules structurales

➤ Chlorite

Label	Minéral	Lithologie	Si	Ti	Al	Cr	Fe	Mn	Mg	Ca	Na	K	Ba	Ni	XMg	XFe
DN43-C1-010	Chlorite	Marbre vert	3,62	0,00	1,06	0,00	0,17	0,00	4,44	0,45	0,00	0,18	0,00	0,00	0,96	0,04
DN43-C3-087	Chlorite	Marbre vert	3,87	0,00	1,05	0,00	0,17	0,00	4,45	0,06	0,01	0,01	0,00	0,00	0,96	0,04
DN38-C1-12	Chlorite	Marbre noir	3,63	0,00	0,84	0,00	0,26	0,00	5,18	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,95	0,05
DN38-C2-20	Chlorite	Marbre noir	3,51	0,00	0,87	0,00	0,24	0,01	5,35	0,09	0,00	0,00	0,00	0,00	0,96	0,04
DN38-C2-29	Chlorite	Marbre noir	3,40	0,00	1,17	0,00	0,26	0,00	5,15	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,95	0,05
DN38-C2-30	Chlorite	Marbre noir	3,52	0,00	0,85	0,00	0,26	0,00	5,35	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,95	0,05
DN03- HORSCERCLE02-4	Chlorite	Marbre noir	3,43	0,00	1,22	0,00	0,21	0,00	5,07	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,96	0,04
NK122-C1-22	Chlorite	Talcitite 2	3,25	0,00	1,71	0,00	0,30	0,00	4,60	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,94	0,06
NK122-C1-26	Chlorite	Talcitite 2	3,34	0,00	1,68	0,00	0,34	0,01	4,40	0,00	0,01	0,06	0,00	0,01	0,93	0,07
NK122-C1-27	Chlorite	Talcitite 2	3,24	0,00	1,74	0,00	0,34	0,01	4,54	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,93	0,07
NK122-C1-33	Chlorite	Talcitite 2	3,43	0,00	1,60	0,00	0,32	0,00	4,38	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,93	0,07
NK122-C1-51	Chlorite	Talcitite 2	3,17	0,00	1,83	0,00	0,33	0,00	4,54	0,01	0,01	0,05	0,00	0,00	0,93	0,07
NK122-C1-52	Chlorite	Talcitite 2	3,14	0,00	1,86	0,00	0,37	0,01	4,54	0,00	0,01	0,03	0,00	0,00	0,92	0,08
NK122-C1-54	Chlorite	Talcitite 2	3,34	0,00	1,62	0,00	0,33	0,01	4,53	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,93	0,07
TNC-C1-8	Chlorite	Talcitite 1	3,35	0,00	1,51	0,00	0,14	0,00	4,86	0,00	0,00	0,03	0,00	0,01	0,97	0,03

TNC-C1-48	Chlorite	Talcitite 1	3,29	0,00	1,62	0,00	0,18	0,00	4,78	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,96	0,04
TNC-C1-47	Chlorite	Talcitite 1	3,42	0,00	1,37	0,00	0,16	0,00	4,91	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00	0,97	0,03
TNC-C1-46	Chlorite	Talcitite 1	3,36	0,00	1,49	0,00	0,13	0,01	4,90	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,97	0,03
TNC-C1-45	Chlorite	Talcitite 1	3,30	0,00	1,58	0,00	0,19	0,00	4,81	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,96	0,04
TNC-C1-42	Chlorite	Talcitite 1	3,39	0,00	1,43	0,00	0,15	0,00	4,90	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,97	0,03
TNC-C1-34	Chlorite	Talcitite 1	3,44	0,00	1,35	0,00	0,17	0,00	4,91	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,97	0,03
TNC-C1-33	Chlorite	Talcitite 1	3,32	0,00	1,53	0,00	0,15	0,00	4,89	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,97	0,03
TNC-C1-32	Chlorite	Talcitite 1	3,29	0,00	1,61	0,00	0,17	0,00	4,81	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,97	0,03
TNC-C1-31	Chlorite	Talcitite 1	3,28	0,00	1,60	0,00	0,18	0,00	4,81	0,00	0,00	0,09	0,00	0,00	0,96	0,04
TNC-C1-29	Chlorite	Talcitite 1	3,34	0,00	1,51	0,00	0,18	0,00	4,85	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,96	0,04
TNC-C1-25	Chlorite	Talcitite 1	3,57	0,00	1,37	0,00	0,17	0,01	4,60	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,96	0,04
TNC-C1-23	Chlorite	Talcitite 1	3,30	0,00	1,59	0,00	0,18	0,00	4,82	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,96	0,04
TNC-C1-21	Chlorite	Talcitite 1	3,30	0,00	1,60	0,00	0,19	0,00	4,78	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,96	0,04
TNC-C1-16	Chlorite	Talcitite 1	3,38	0,00	1,46	0,00	0,15	0,00	4,89	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,97	0,03
TNC-C1-13	Chlorite	Talcitite 1	3,39	0,00	1,50	0,00	0,16	0,00	4,76	0,00	0,00	0,09	0,00	0,00	0,97	0,03
TNC-C1-11	Chlorite	Talcitite 1	3,30	0,00	1,64	0,00	0,17	0,00	4,76	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,97	0,03
TNC-C1-10	Chlorite	Talcitite 1	3,29	0,00	1,59	0,00	0,20	0,00	4,82	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,96	0,04
CN03-C1-025	Chlorite	Chloritites	3,46	0,00	1,20	0,00	0,18	0,00	5,03	0,00	0,01	0,12	0,00	0,00	0,96	0,04

NK60-C01-34	Chlorite	Chloritites	3,67	0,00	1,20	0,00	0,18	0,00	4,65	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,96	0,04
NK60-C01-40	Chlorite	Chloritites	3,64	0,00	1,19	0,00	0,18	0,00	4,74	0,00	0,01	0,03	0,00	0,00	0,96	0,04
NK18-C2-10	Chlorite	Métabélite	2,94	0,01	2,66	0,01	2,28	0,00	1,72	0,03	0,02	0,09	0,00	0,01	0,43	0,57
NK18-C2-11	Chlorite	Métabélite	2,88	0,01	2,66	0,01	2,42	0,01	1,73	0,03	0,01	0,06	0,00	0,01	0,42	0,58
MP07-C4-5	Chlorite	Métabélite	2,79	0,00	2,73	0,00	2,52	0,01	1,74	0,03	0,00	0,02	0,00	0,00	0,41	0,59
MP07-C1-23	Chlorite	Métabélite	2,85	0,00	2,80	0,00	2,35	0,01	1,71	0,02	0,00	0,03	0,00	0,00	0,42	0,58
NK18-C2-9	Chlorite	Métabélite	2,93	0,01	2,49	0,03	2,10	0,02	2,18	0,00	0,06	0,04	0,00	0,00	0,51	0,49
MP07-C4-9	Chlorite	Métabélite	2,80	0,01	2,63	0,00	2,22	0,02	2,13	0,00	0,01	0,03	0,00	0,01	0,49	0,51
MP07-C5-18'	Chlorite	Métabélite	2,78	0,01	2,63	0,00	2,21	0,02	2,23	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,50	0,50
NK44-C2-37	Chlorite	Métabélite	2,97	0,00	2,42	0,00	2,15	0,02	2,24	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,51	0,49
NK18-C2-12	Chlorite	Métabélite	2,83	0,00	2,63	0,00	2,16	0,02	2,18	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00	0,50	0,50
NK44-C2-37	Chlorite	Métabélite	2,80	0,02	2,65	0,00	2,18	0,01	2,17	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,50	0,50
MP07-C2-8	Chlorite	Métabélite	2,95	0,01	2,51	0,03	2,22	0,01	2,00	0,00	0,04	0,04	0,00	0,01	0,47	0,53
NK18-C2-14	Chlorite	Métabélite	2,75	0,01	2,71	0,00	2,14	0,01	2,25	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,51	0,49
MP07-C2-1	Chlorite	Métabélite	2,94	0,02	2,43	0,03	2,16	0,02	2,16	0,00	0,08	0,03	0,00	0,01	0,50	0,50
MP07-C3-1	Chlorite	Métabélite	2,89	0,02	2,51	0,01	2,21	0,01	2,17	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,50	0,50
MP07-C2-3	Chlorite	Métabélite	2,94	0,01	2,50	0,03	2,06	0,02	2,17	0,00	0,06	0,04	0,00	0,01	0,51	0,49
NK18-C2-91	Chlorite	Métabélite	2,87	0,00	2,66	0,00	2,12	0,01	2,11	0,00	0,02	0,03	0,00	0,01	0,50	0,50

MP07-C2-4	Chlorite	Métabélite	2,83	0,00	2,55	0,02	2,20	0,02	2,21	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,50	0,50
NK18-C2-19	Chlorite	Métabélite	2,89	0,00	2,58	0,00	2,26	0,02	2,00	0,01	0,07	0,03	0,00	0,00	0,47	0,53
NK18-C2-93	Chlorite	Métabélite	2,89	0,00	2,63	0,00	2,12	0,02	2,10	0,00	0,03	0,02	0,00	0,00	0,50	0,50
MP07-C5-1	Chlorite	Métabélite	2,84	0,00	2,60	0,00	2,24	0,02	2,15	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,49	0,51
MP07-C1-4	Chlorite	Métabélite	2,84	0,01	2,57	0,02	2,22	0,02	2,14	0,00	0,01	0,04	0,00	0,00	0,49	0,51
NK18-C2-17	Chlorite	Métabélite	2,85	0,01	2,50	0,03	2,24	0,02	2,17	0,00	0,06	0,03	0,00	0,01	0,49	0,51
MP07-C3-17	Chlorite	Métabélite	2,82	0,00	2,62	0,00	2,27	0,02	2,12	0,01	0,00	0,02	0,00	0,01	0,48	0,52
MP07-C2-6	Chlorite	Métabélite	2,94	0,00	2,48	0,02	2,30	0,02	2,02	0,00	0,02	0,03	0,00	0,01	0,47	0,53
MP07-C1-3	Chlorite	Métabélite	2,91	0,02	2,67	0,02	2,23	0,01	1,76	0,04	0,02	0,10	0,00	0,01	0,44	0,56
MP07-C5-31	Chlorite	Métabélite	3,03	0,01	2,64	0,01	2,03	0,01	1,80	0,05	0,03	0,07	0,00	0,00	0,47	0,53
NK18-C1-51	Chlorite	Métabélite	3,04	0,01	2,64	0,01	2,04	0,01	1,77	0,06	0,02	0,07	0,00	0,01	0,46	0,54
MP07-C5-29	Chlorite	Métabélite	3,01	0,00	2,64	0,01	2,13	0,00	1,74	0,06	0,03	0,08	0,00	0,00	0,45	0,55
MP07-C5-37	Chlorite	Métabélite	3,01	0,01	2,61	0,01	2,15	0,01	1,78	0,03	0,01	0,12	0,00	0,00	0,45	0,55
MP07-C5-13	Chlorite	Métabélite	2,96	0,01	2,61	0,01	2,21	0,01	1,82	0,03	0,02	0,07	0,00	0,01	0,45	0,55
MP07-C5-4	Chlorite	Métabélite	2,85	0,00	2,70	0,01	2,41	0,01	1,76	0,02	0,02	0,04	0,00	0,00	0,42	0,58
MP06-C2-2	Chlorite	Métabélite	3,01	0,01	2,60	0,01	2,18	0,01	1,78	0,03	0,02	0,10	0,00	0,01	0,45	0,55
MP07-C5-6	Chlorite	Métabélite	3,04	0,01	2,65	0,01	2,11	0,01	1,65	0,04	0,02	0,13	0,00	0,01	0,44	0,56
QP14-C2-23	Chlorite	Métabélite	3,02	0,01	2,53	0,01	2,17	0,01	1,81	0,06	0,02	0,11	0,00	0,01	0,46	0,54

MP06-C3-48	Chlorite	Métapélite	3,03	0,02	2,58	0,01	2,19	0,00	1,70	0,05	0,02	0,13	0,00	0,00	0,44	0,56
NK18-C2-18	Chlorite	Métapélite	2,92	0,00	2,52	0,00	2,13	0,01	2,14	0,00	0,16	0,02	0,00	0,01	0,50	0,50
MP06-C3-1	Chlorite	Métapélite	2,92	0,00	2,52	0,00	2,13	0,01	2,14	0,01	0,01	0,10	0,00	0,01	0,50	0,50
QP14-C2-35	Chlorite	Métapélite	2,72	0,00	2,72	0,00	2,53	0,02	1,89	0,01	0,02	0,02	0,00	0,01	0,43	0,57
QP14-C1-25	Chlorite	Métapélite	2,72	0,00	2,72	0,00	2,47	0,01	1,97	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,44	0,56
MP06-C3-3	Chlorite	Métapélite	2,72	0,01	2,75	0,00	2,56	0,00	1,83	0,01	0,01	0,02	0,00	0,00	0,42	0,58
QP14-C1-12	Chlorite	Métapélite	2,88	0,00	2,60	0,00	2,34	0,01	1,92	0,01	0,08	0,01	0,00	0,00	0,45	0,55
QP14-C1-8	Chlorite	Métapélite	2,82	0,00	2,72	0,00	2,47	0,01	1,77	0,01	0,04	0,02	0,00	0,01	0,42	0,58

➤ **Talc**

	Label	Minéral	Lithologie	Si	Ti	Al	Cr	Fe	Mn	Mg	Ca	Na	K	Ba	Ni	XMg
NKOB TALC DEPOSIT	DN43-C1-07	Talc	Marbre vert	4,001	0,000	0,107	0,000	0,030	0,000	2,803	0,003	0,001	0,001	0,000	0,001	0,989
	DN43-C2-040	Talc	Marbre vert	3,981	0,000	0,111	0,000	0,023	0,000	2,837	0,006	0,000	0,003	0,001	0,002	0,992
	DN43-C1-08	Talc	Marbre vert	4,002	0,002	0,117	0,000	0,028	0,003	2,780	0,005	0,005	0,000	0,000	0,000	0,990
	TNC-C1-17	Talc	Talcitite 1	4,010	0,003	0,030	0,000	0,039	0,000	2,877	0,008	0,000	0,008	0,002	0,000	0,987
	TNC-C1-5	Talc	Talcitite 1	4,027	0,000	0,029	0,000	0,030	0,003	2,853	0,010	0,000	0,007	0,000	0,002	0,989
	TNC-C1-19	Talc	Talcitite 1	4,025	0,000	0,025	0,000	0,033	0,003	2,871	0,003	0,000	0,005	0,001	0,000	0,989

TNC-C1-7	Talc	Talcitite 1	4,051	0,003	0,020	0,000	0,029	0,001	2,822	0,011	0,000	0,000	0,000	0,000	0,990
TNC-C1-6	Talc	Talcitite 1	4,024	0,001	0,022	0,001	0,034	0,003	2,875	0,006	0,000	0,000	0,000	0,000	0,988
TNC-C1-20	Talc	Talcitite 1	4,042	0,001	0,020	0,000	0,037	0,000	2,834	0,008	0,000	0,006	0,000	0,000	0,987
TNC-C1-18	Talc	Talcitite 1	4,048	0,000	0,017	0,000	0,030	0,000	2,838	0,009	0,000	0,004	0,001	0,000	0,990
NK122-C1-60	Talc	Talcitite 2	4,018	0,000	0,015	0,000	0,065	0,002	2,838	0,030	0,008	0,006	0,000	0,000	0,978
NK122-C1-44	Talc	Talcitite 2	4,039	0,000	0,022	0,001	0,065	0,000	2,803	0,014	0,004	0,004	0,001	0,000	0,977
NK122-C1-64	Talc	Talcitite 2	4,065	0,000	0,005	0,000	0,064	0,000	2,782	0,017	0,000	0,000	0,000	0,000	0,977
NK122-C1-3	Talc	Talcitite 2	4,037	0,000	0,020	0,000	0,061	0,000	2,796	0,031	0,004	0,005	0,000	0,003	0,979
NK122-C1-29	Talc	Talcitite 2	4,017	0,000	0,024	0,000	0,068	0,002	2,814	0,033	0,012	0,008	0,000	0,003	0,976
DN03-C2-07	Talc	Veine blanche (Cal+Tlc)	4,038	0,000	0,013	0,000	0,025	0,003	2,863	0,013	0,000	0,001	0,000	0,002	0,991
DN03-C2-10	Talc	Veine blanche (Cal+Tlc)	4,072	0,000	0,015	0,000	0,033	0,002	2,777	0,018	0,000	0,002	0,000	0,003	0,988
DN03-C2-14	Talc	Veine blanche (Cal+Tlc)	4,062	0,000	0,017	0,000	0,027	0,002	2,801	0,018	0,000	0,002	0,001	0,000	0,990
DN03-C2-08	Talc	Veine blanche (Cal+Tlc)	4,027	0,000	0,019	0,000	0,030	0,000	2,857	0,027	0,000	0,001	0,000	0,002	0,990
DN03-C2-09	Talc	Veine blanche (Cal+Tlc)	4,026	0,000	0,019	0,000	0,028	0,004	2,869	0,019	0,000	0,001	0,000	0,000	0,990
NK20-17	Talc	Veine blanche (Cal+Tr+Tlc)	3,977	0,000	0,040	0,000	0,033	0,001	2,943	0,007	0,000	0,000	0,000	0,001	0,989

	T111	Talc	Talcitite de Trimouns	4,040	0,000	0,010	0,000	0,030	0,000	2,370	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,99
	T103	Talc	Talcitite de Trimouns	4,050	0,000	0,010	0,000	0,030	0,000	2,850	0,000	0,010	0,000	0,000	0,000	0,99
	T103	Talc	Talcitite de Trimouns	4,020	0,000	0,010	0,000	0,030	0,000	2,920	0,000	0,000	0,010	0,000	0,000	0,99
	T103	Talc	Talcitite de Trimouns	4,030	0,000	0,000	0,000	0,030	0,000	2,910	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,99
	T103	Talc	Talcitite de Trimouns	4,040	0,000	0,010	0,000	0,030	0,000	2,870	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,99
	T103	Talc	Talcitite de Trimouns	4,070	0,000	0,010	0,000	0,030	0,000	2,310	0,000	0,010	0,000	0,000	0,000	0,99
	T103	Talc	Talcitite de Trimouns	4,050	0,000	0,010	0,000	0,040	0,000	2,840	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,99
	T103	Talc	Talcitite de Trimouns	4,060	0,000	0,010	0,000	0,030	0,000	2,830	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,99
Eastern Desert of Egypt (El-Sharkawy, 2000)	U21	Talc	Talc Wadi Thamil (roche actinolitique)	3,977	0,001	0,000	0,000	0,169	0,003	2,850	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,96
	U2	Talc	Talc Wadi Thamil (roche actinolitique)	4,023	0,001	0,000	0,002	0,229	0,000	2,745	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,92
	U6	Talc	Talc Wadi Thamil (roche actinolitique)	3,966	0,000	0,000	0,002	0,213	0,006	2,808	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,95
	MA6	Talc	Talc Wadi Thamil (Talcitite)	3,982	0,004	0,000	0,010	0,269	0,000	2,735	0,000	0,000	0,000	0,000	0,008	0,92
	MA7	Talc	Talc Wadi Thamil (Talcitite)	3,980	0,000	0,000	0,000	0,161	0,002	2,841	0,001	0,000	0,000	0,000	0,010	0,97
	MA11	Talc	Talc Wadi Thamil (Talcitite)	3,971	0,000	0,000	0,006	0,153	0,000	2,850	0,000	0,000	0,000	0,000	0,017	0,97

MA13	Talc	Talc Wadi Thamil (Talcitite)	3,980	0,000	0,000	0,001	0,182	0,001	2,822	0,000	0,000	0,000	0,000	0,014	0,95
Ann8	Talc	Talc Wadi Thamil (Talcitite)	3,920	0,003	0,000	0,004	0,222	0,000	2,837	0,000	0,000	0,000	0,000	0,014	0,98
Ann9	Talc	Talc Wadi Thamil (Talcitite)	3,951	0,003	0,000	0,000	0,220	0,005	2,801	0,003	0,000	0,001	0,000	0,017	0,96
AR3	Talc	Talc R. U. EL-FARAG (Talcitite)	3,937	0,000	0,000	0,013	0,181	0,000	2,870	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,98
AR10	Talc	Talc R. U. EL-FARAG (Talcitite)	3,962	0,000	0,000	0,000	0,155	0,000	2,883	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,97
MA19	Talc	Talc R. U. EL-FARAG (Talcitite)	3,945	0,000	0,000	0,002	0,158	0,000	2,881	0,000	0,000	0,000	0,000	0,013	0,98
MA22	Talc	Talc R. U. EL-FARAG (Talcitite)	3,994	0,003	0,000	0,001	0,192	0,000	2,810	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,94

➤ *Trémolite*

Label	Minéral	Lithologie	Si	Ti	Al	Cr	Fe	Mn	Mg	Ca	Na	K	Ba	Ni	XMg
TNC-C1-12	Tremolite	Talcitite 1	8,032	0,010	0,016	0,001	0,116	0,010	4,780	1,974	0,020	0,003	-	0,000	0,976
Tremo1TNC	Tremolite	Talcitite 1	7,987	0,000	0,026	0,000	0,102	0,000	4,830	2,055	0,000	0,000	-	0,000	0,979
Tremo2TNC	Tremolite	Talcitite 1	7,985	0,000	0,026	0,000	0,088	0,000	4,835	2,070	0,000	0,000	-	0,000	0,982
Tremo3TNC	Tremolite	Talcitite 1	7,909	0,000	0,152	0,000	0,092	0,000	4,818	2,044	0,000	0,000	-	0,000	0,981
Tremo4TNC	Tremolite	Talcitite 1	7,930	0,000	0,089	0,000	0,091	0,000	4,849	2,067	0,000	0,000	-	0,000	0,982
Tremo6TNC	Tremolite	Talcitite 1	7,983	0,000	0,026	0,000	0,114	0,000	4,820	2,061	0,000	0,000	-	0,000	0,977
NK116-HORSCERCLES-37	Tremolite	Chloritites	7,930	0,007	0,210	0,000	0,363	0,001	4,404	2,008	0,022	0,047	-	0,000	0,924
NK116-C03-12	Tremolite	Chloritites	7,889	0,013	0,324	0,000	0,357	0,005	4,345	1,955	0,053	0,045	-	0,000	0,924
NK116-C01-4	Tremolite	Chloritites	7,908	0,006	0,297	0,000	0,357	0,011	4,368	1,934	0,031	0,080	-	0,000	0,924
NK116-C02-19	Tremolite	Chloritites	7,928	0,004	0,297	0,006	0,343	0,007	4,337	1,929	0,044	0,085	-	0,000	0,927

NK116-C02-20	Tremolite	Chloritites	7,890	0,012	0,308	0,004	0,343	0,005	4,396	1,942	0,024	0,057	-	0,000	0,928
NK116-HORSCERCLES-57	Tremolite	Chloritites	7,949	0,004	0,204	0,000	0,343	0,000	4,451	1,963	0,018	0,046	-	0,000	0,928
NK116-C01-15	Tremolite	Chloritites	7,868	0,008	0,266	0,002	0,342	0,009	4,451	1,986	0,042	0,074	-	0,000	0,929
NK116-C02-7	Tremolite	Chloritites	7,915	0,015	0,231	0,002	0,338	0,000	4,445	1,961	0,029	0,064	-	0,000	0,929
NK60-C01-1	Tremolite	Chloritites	7,891	0,008	0,314	0,000	0,263	0,005	4,553	1,885	0,035	0,016	-	0,000	0,945
NK60-C01-12	Tremolite	Chloritites	7,994	0,000	0,216	0,000	0,229	0,003	4,513	1,929	0,016	0,009	-	0,000	0,952
NK20-1	Tremolite	Veine blanche	7,951	0,000	0,136	0,000	0,064	0,001	4,802	1,963	0,112	0,014	-	0,000	0,987
NK20-10	Tremolite	Veine blanche	7,664	0,007	0,458	0,000	0,055	0,000	4,739	2,025	0,305	0,000	-	0,000	0,988
NK20-5	Tremolite	Veine blanche	7,849	0,004	0,269	0,000	0,048	0,002	4,761	1,972	0,205	0,010	-	0,000	0,990
NK20-7	Tremolite	Veine blanche	7,956	0,000	0,127	0,000	0,048	0,005	4,826	1,966	0,103	0,002	-	0,000	0,990
NK20-2	Tremolite	Veine blanche	7,980	0,000	0,081	0,000	0,047	0,000	4,854	1,977	0,083	0,000	-	0,000	0,990

➤ **Phlogopite**

Label	Minéral	Lithologie	Si	Ti	Al	Cr	Fe	Mn	Mg	Ca	Na	K	Ba	Ni	XMg
NK116-C01-22	Phlogopite	Chloritite	3,147	0,096	1,119	0,000	0,236	0,006	2,104	0,006	0,008	0,953	0,003	0,003	0,899
NK116-C01-3	Phlogopite	Chloritite	3,095	0,090	1,124	0,002	0,242	0,003	2,201	0,008	0,011	0,954	0,003	0,005	0,901
DN03-C1-31	Phlogopite	Veine verte	2,897	0,018	1,123	0,000	0,141	0,001	2,979	0,003	0,005	0,718	0,000	0,001	0,955
DN38-C1-10	Phlogopite	Marbre noir	2,91	0,00	1,14	0,00	0,09	0,00	2,97	0,00	0,00	0,79	0,06	0,00	0,97
DN38-C1-11	Phlogopite	Marbre noir	2,59	0,00	1,74	0,00	0,09	0,01	2,71	0,01	0,03	0,75	0,41	0,00	0,97
DN38-C1-13	Phlogopite	Marbre noir	2,83	0,01	1,29	0,00	0,09	0,00	2,87	0,00	0,00	0,83	0,13	0,00	0,97

DN38-C1-19	Phlogopite	Marbre noir	2,67	0,06	1,53	0,00	0,09	0,00	2,76	0,02	0,03	0,75	0,42	0,00	0,97
DN38-C1-23	Phlogopite	Marbre noir	2,83	0,01	1,30	0,00	0,09	0,00	2,90	0,00	0,01	0,77	0,18	0,00	0,97
DN38-C1-5	Phlogopite	Marbre noir	2,80	0,00	1,29	0,00	0,09	0,00	2,98	0,02	0,01	0,74	0,14	0,00	0,97
DN38-C1-6	Phlogopite	Marbre noir	2,74	0,02	1,48	0,00	0,08	0,00	2,78	0,00	0,03	0,80	0,25	0,00	0,97
DN38-C2-22	Phlogopite	Marbre noir	2,70	0,02	1,53	0,00	0,10	0,00	2,79	0,00	0,03	0,74	0,28	0,00	0,97
DN38-C2-4	Phlogopite	Marbre noir	2,76	0,01	1,50	0,00	0,07	0,00	2,74	0,00	0,03	0,76	0,30	0,00	0,97
DN38-C2-7'	Phlogopite	Marbre noir	2,62	0,00	1,76	0,00	0,10	0,00	2,63	0,00	0,03	0,76	0,36	0,00	0,96
DN38-C2-8	Phlogopite	Marbre noir	2,61	0,00	1,75	0,00	0,08	0,00	2,64	0,00	0,05	0,80	0,29	0,00	0,97

➤ **Carbonates**

Label	Minéral	Lithologie	Mg	Ca	Mn	Fe	Sr
DN03-C1-33	Calcite	Veine blanche	0,044	1,987	0,001	0,003	0,000
DN03-C1-6	Calcite	Veine blanche	0,023	2,067	0,003	0,002	0,000
DN38-C1-2	Calcite	Marbre noir	0,055	1,953	0,002	0,000	0,000
DN38-C1-23	Calcite	Marbre noir	0,019	1,953	0,002	0,000	0,000
DN38-C1-26	Calcite	Marbre noir	0,027	2,029	0,003	0,002	0,000
DN38-C2-17	Calcite	Marbre noir	0,104	1,978	0,005	0,003	0,000
DN38-C2-27	Calcite	Marbre noir	0,016	2,012	0,003	0,004	0,000
DN38-C2-34	Calcite	Marbre noir	0,023	1,952	0,003	0,002	0,000
DN38-C3-4	Calcite	Marbre noir	0,024	1,994	0,002	0,001	0,000
TNC-C1-49	Calcite	Talcitites 1	0,020	2,063	0,000	0,004	0,000
TNC-C3-04	Calcite	Talcitites 1	0,078	2,003	0,001	0,003	0,000

DN03-C1-23	Dolomite	Marbre noir	0,920	1,097	0,003	0,011	0,000
DN03-C1-14	Dolomite	Marbre noir	0,987	1,048	0,005	0,013	0,000
DN03-C1-15	Dolomite	Marbre noir	0,963	1,061	0,002	0,017	0,000
DN03-C1-24	Dolomite	Marbre noir	0,976	1,081	0,001	0,016	0,000
DN03-C1-25	Dolomite	Marbre noir	1,055	1,098	0,005	0,012	0,000
DN03-C1-6'	Dolomite	Marbre noir	0,946	1,023	0,002	0,015	0,000
DN03-C1-7	Dolomite	Marbre noir	1,006	1,060	0,002	0,016	0,000
DN03-C2-01	Dolomite	Marbre noir	1,056	1,146	0,001	0,019	0,000
DN03-C2-02	Dolomite	Marbre noir	1,066	1,037	0,002	0,013	0,000
DN03-C2-17	Dolomite	Marbre noir	0,981	1,064	0,002	0,010	0,000
DN03-C2-18	Dolomite	Marbre noir	0,973	1,074	0,000	0,009	0,000
DN38-C2-26	Dolomite	Marbre noir	0,947	1,021	0,002	0,018	0,000
DN38-C3-10	Dolomite	Marbre noir	0,968	1,057	0,001	0,010	0,000
DN38-C3-3	Dolomite	Marbre noir	0,950	1,037	0,002	0,014	0,000
DN38-C3-6	Dolomite	Marbre noir	0,933	1,103	0,002	0,017	0,000

➤ ***Olivine***

Label	Minéral	Lithologie	Si	Ti	Al	Cr	Fe	Mn	Mg	Ca	Na	K	Ba	Ni	XMg
DN13-C4-Oliv2	Olivine	Marbre vert	1,00	0,00	0,00	0,00	0,14	0,01	1,85	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,93
DN13-C4-Oliv-3	Olivine	Marbre vert	1,00	0,00	0,00	0,00	0,14	0,01	1,85	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,93
DN13-C4-Oliv-4	Olivine	Marbre vert	1,00	0,00	0,00	0,00	0,14	0,01	1,86	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,93
DN13-C4-Oliv-5	Olivine	Marbre vert	1,00	0,00	0,00	0,00	0,14	0,01	1,85	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,93

➤ *Pyroxène*

Label	Minéral	Lithologie	Si	Ti	Al	Cr	Fe	Mn	Mg	Ca	Na	K	Ba	Ni	XMg
NK116-HORSCERCLES-52	Diopside	Chloritite	2,015	0,000	0,034	0,000	0,108	0,005	0,826	0,972	0,003	0,015	0,000	3,977	0,885
NK116-HORSCERCLES-54	Diopside	Chloritite	2,027	0,000	0,026	0,000	0,076	0,001	0,958	0,867	0,003	0,007	0,000	3,965	0,926

➤ *Muscovite*

Label	Minéral	Lithologie	Si	Ti	Al	Cr	Fe	Mn	Mg	Ca	Na	K	Ba	Ni	XMg
MP06-C1-1	Muscovite	Métabélite	3,046	0,038	2,792	0,000	0,063	0,001	0,077	0,003	0,053	0,891	0,000	0,000	0,275
MP06-C1-17	Muscovite	Métabélite	3,052	0,016	2,804	0,001	0,069	0,000	0,096	0,004	0,047	0,873	0,000	0,000	0,290
MP06-C1-22	Muscovite	Métabélite	3,216	0,005	2,553	0,001	0,105	0,000	0,175	0,007	0,014	0,846	0,000	0,000	0,313
MP06-C1-5	Muscovite	Métabélite	3,070	0,001	2,815	0,000	0,054	0,000	0,079	0,005	0,049	0,889	0,000	0,000	0,298
MP06-C1-55	Muscovite	Métabélite	3,076	0,011	2,781	0,001	0,062	0,001	0,082	0,004	0,052	0,904	0,000	0,000	0,284
MP06-C2-19	Muscovite	Métabélite	3,090	0,004	2,743	0,000	0,067	0,000	0,119	0,005	0,055	0,885	0,000	0,000	0,319
MP06-C2-26	Muscovite	Métabélite	3,111	0,002	2,735	0,000	0,067	0,002	0,118	0,008	0,044	0,844	0,000	0,000	0,320
MP06-C2-7	Muscovite	Métabélite	3,263	0,001	2,479	0,001	0,117	0,000	0,166	0,004	0,016	0,867	0,000	0,000	0,293
MP06-C3-31	Muscovite	Métabélite	3,096	0,000	2,791	0,000	0,053	0,000	0,079	0,001	0,047	0,880	0,000	0,000	0,300
MP06-C3-47	Muscovite	Métabélite	3,091	0,007	2,777	0,001	0,057	0,000	0,083	0,004	0,050	0,867	0,000	0,000	0,296
MP06-C3-5	Muscovite	Métabélite	3,100	0,006	2,754	0,000	0,079	0,003	0,101	0,007	0,047	0,845	0,000	0,000	0,281
MP06-C3-59	Muscovite	Métabélite	3,097	0,021	2,762	0,000	0,058	0,000	0,068	0,000	0,045	0,881	0,000	0,000	0,268
MP06-C3-6	Muscovite	Métabélite	3,087	0,006	2,761	0,002	0,059	0,000	0,105	0,005	0,047	0,862	0,000	0,000	0,319
MP06-C3-60	Muscovite	Métabélite	3,096	0,000	2,778	0,000	0,056	0,000	0,082	0,007	0,052	0,885	0,000	0,000	0,297
MP07-C1-11	Muscovite	Métabélite	3,012	0,030	2,832	0,000	0,054	0,000	0,075	0,011	0,098	0,833	0,000	0,000	0,292
MP07-C1-15	Muscovite	Métabélite	3,094	0,023	2,733	0,000	0,056	0,000	0,087	0,004	0,089	0,849	0,000	0,000	0,305
MP07-C1-17	Muscovite	Métabélite	3,065	0,001	2,835	0,003	0,073	0,005	0,044	0,011	0,023	0,838	0,002	0,000	0,188

MP07-C1-21	Muscovite	Métabélite	3,062	0,019	2,783	0,000	0,062	0,002	0,073	0,006	0,085	0,865	0,000	0,000	0,271
MP07-C1-32	Muscovite	Métabélite	3,061	0,018	2,824	0,000	0,042	0,000	0,053	0,006	0,097	0,814	0,000	0,000	0,277
MP07-C1-5	Muscovite	Métabélite	3,059	0,023	2,800	0,001	0,042	0,000	0,074	0,008	0,084	0,840	0,000	0,000	0,321
MP07-C1-7	Muscovite	Métabélite	3,125	0,000	2,544	0,000	0,250	0,000	0,218	0,015	0,022	0,842	0,000	0,000	0,233
MP07-C2-10	Muscovite	Métabélite	3,053	0,031	2,797	0,000	0,045	0,000	0,066	0,000	0,088	0,864	0,000	0,000	0,298
MP07-C2-11	Muscovite	Métabélite	3,049	0,037	2,780	0,001	0,061	0,001	0,080	0,006	0,083	0,828	0,000	0,000	0,284
MP07-C2-17	Muscovite	Métabélite	3,265	0,013	2,568	0,000	0,046	0,000	0,075	0,008	0,066	0,774	0,000	0,000	0,310
MP07-C2-18	Muscovite	Métabélite	3,032	0,019	2,829	0,000	0,054	0,000	0,071	0,005	0,093	0,854	0,000	0,000	0,283
MP07-C2-21	Muscovite	Métabélite	3,100	0,021	2,722	0,000	0,075	0,003	0,063	0,000	0,095	0,876	0,000	0,000	0,229
MP07-C2-22	Muscovite	Métabélite	3,091	0,012	2,799	0,002	0,039	0,001	0,060	0,009	0,081	0,801	0,000	0,000	0,303
MP07-C2-23	Muscovite	Métabélite	3,056	0,024	2,778	0,001	0,061	0,000	0,077	0,001	0,090	0,867	0,000	0,000	0,280
MP07-C2-26	Muscovite	Métabélite	3,040	0,035	2,800	0,000	0,053	0,000	0,068	0,008	0,083	0,857	0,000	0,000	0,281
MP07-C2-29	Muscovite	Métabélite	3,030	0,019	2,785	0,000	0,089	0,000	0,108	0,006	0,089	0,837	0,000	0,000	0,274
MP07-C2-30	Muscovite	Métabélite	3,055	0,015	2,819	0,000	0,053	0,001	0,069	0,005	0,071	0,849	0,000	0,000	0,284
MP07-C2-32	Muscovite	Métabélite	3,229	0,004	2,560	0,002	0,122	0,000	0,117	0,019	0,023	0,805	0,000	0,000	0,245
MP07-C2-35	Muscovite	Métabélite	3,176	0,006	2,680	0,000	0,070	0,000	0,062	0,008	0,036	0,849	0,000	0,000	0,235
MP07-C2-9	Muscovite	Métabélite	3,073	0,018	2,805	0,001	0,046	0,000	0,061	0,007	0,091	0,802	0,000	0,000	0,284
MP07-C3-10	Muscovite	Métabélite	3,087	0,002	2,782	0,000	0,056	0,001	0,083	0,004	0,081	0,847	0,000	0,000	0,300
MP07-C3-7	Muscovite	Métabélite	3,115	0,000	2,629	0,000	0,184	0,000	0,175	0,002	0,026	0,859	0,000	0,000	0,244
MP07-C5-11	Muscovite	Métabélite	3,091	0,007	2,759	0,000	0,056	0,003	0,084	0,000	0,091	0,865	0,000	0,000	0,299
MP07-C5-22	Muscovite	Métabélite	3,070	0,020	2,751	0,002	0,075	0,000	0,058	0,000	0,099	0,887	0,000	0,000	0,218
MP07-C5-23	Muscovite	Métabélite	3,200	0,003	2,469	0,000	0,210	0,001	0,210	0,003	0,007	0,902	0,000	0,000	0,250
MP07-C5-24	Muscovite	Métabélite	3,053	0,028	2,794	0,000	0,049	0,000	0,074	0,000	0,088	0,855	0,000	0,000	0,300
MP07-C5-25	Muscovite	Métabélite	3,060	0,027	2,806	0,001	0,049	0,000	0,062	0,015	0,085	0,806	0,000	0,000	0,279
MP07-C5-45	Muscovite	Métabélite	3,215	0,003	2,502	0,005	0,199	0,000	0,134	0,011	0,016	0,855	0,000	0,000	0,201

NK153-C1-110	Muscovite	Métabélite	3,170	0,005	2,646	0,001	0,113	0,000	0,088	0,001	0,021	0,888	0,000	0,000	0,219
NK153-C1-33	Muscovite	Métabélite	3,279	0,004	2,481	0,000	0,114	0,000	0,147	0,006	0,016	0,852	0,000	0,000	0,281
NK153-C1-57	Muscovite	Métabélite	3,299	0,005	2,378	0,002	0,178	0,001	0,171	0,011	0,006	0,879	0,000	0,000	0,244
NK153-C1-69	Muscovite	Métabélite	3,089	0,001	2,780	0,000	0,059	0,000	0,082	0,001	0,042	0,923	0,000	0,000	0,290
NK153-C1-80	Muscovite	Métabélite	3,096	0,001	2,793	0,000	0,045	0,000	0,071	0,000	0,041	0,895	0,000	0,000	0,307
NK153-C1-89	Muscovite	Métabélite	3,243	0,002	2,581	0,000	0,060	0,004	0,095	0,005	0,041	0,853	0,000	0,000	0,306
NK153-C1-9	Muscovite	Métabélite	3,275	0,004	2,457	0,000	0,139	0,001	0,150	0,009	0,020	0,858	0,000	0,000	0,260
NK153-C1-94	Muscovite	Métabélite	3,142	0,016	2,689	0,001	0,062	0,000	0,126	0,000	0,031	0,837	0,000	0,000	0,336
NK153-C2-14	Muscovite	Métabélite	3,145	0,001	2,713	0,002	0,085	0,000	0,071	0,005	0,031	0,841	0,000	0,000	0,227
NK153-C3-106	Muscovite	Métabélite	3,080	0,000	2,814	0,001	0,044	0,003	0,070	0,004	0,045	0,908	0,000	0,000	0,307
NK153-C3-30	Muscovite	Métabélite	3,123	0,003	2,677	0,000	0,079	0,003	0,130	0,004	0,068	0,869	0,000	0,000	0,312
NK44-C1-12	Muscovite	Métabélite	3,121	0,026	2,691	0,000	0,066	0,000	0,095	0,000	0,051	0,913	0,000	0,000	0,296
NK44-C1-13	Muscovite	Métabélite	3,095	0,013	2,777	0,000	0,047	0,000	0,066	0,000	0,068	0,876	0,000	0,000	0,294
NK44-C1-19	Muscovite	Métabélite	3,122	0,018	2,724	0,000	0,053	0,000	0,076	0,002	0,056	0,894	0,000	0,000	0,294
NK44-C1-23	Muscovite	Métabélite	3,093	0,002	2,814	0,000	0,032	0,002	0,060	0,000	0,060	0,870	0,000	0,000	0,324
NK44-C1-25	Muscovite	Métabélite	3,146	0,000	2,730	0,005	0,073	0,000	0,069	0,005	0,028	0,853	0,000	0,000	0,242
NK44-C1-26	Muscovite	Métabélite	3,092	0,019	2,744	0,003	0,066	0,002	0,076	0,000	0,073	0,866	0,000	0,000	0,268
NK44-C1-3	Muscovite	Métabélite	3,088	0,015	2,777	0,000	0,046	0,001	0,075	0,004	0,063	0,870	0,000	0,000	0,310
NK44-C1-30	Muscovite	Métabélite	3,106	0,003	2,777	0,000	0,075	0,001	0,059	0,010	0,020	0,892	0,000	0,000	0,220
NK44-C1-36	Muscovite	Métabélite	3,113	0,000	2,752	0,002	0,057	0,000	0,066	0,004	0,062	0,878	0,000	0,000	0,269
NK44-C1-4	Muscovite	Métabélite	3,077	0,007	2,797	0,000	0,048	0,002	0,075	0,000	0,067	0,874	0,000	0,000	0,305
NK44-C1-45	Muscovite	Métabélite	3,090	0,011	2,787	0,001	0,045	0,000	0,077	0,003	0,056	0,856	0,000	0,000	0,317
NK44-C1-51	Muscovite	Métabélite	3,034	0,013	2,841	0,001	0,058	0,001	0,060	0,006	0,063	0,891	0,000	0,000	0,254
NK44-C1-59	Muscovite	Métabélite	3,040	0,004	2,901	0,003	0,038	0,000	0,026	0,007	0,032	0,894	0,000	0,000	0,202
NK44-C1-7	Muscovite	Métabélite	3,067	0,013	2,827	0,000	0,037	0,000	0,058	0,005	0,063	0,861	0,000	0,000	0,303

NK44-C1-79	Muscovite	Métabélite	3,118	0,027	2,720	0,000	0,043	0,000	0,094	0,000	0,046	0,881	0,000	0,000	0,343
NK44-C1-89	Muscovite	Métabélite	3,127	0,020	2,695	0,001	0,084	0,000	0,101	0,000	0,058	0,832	0,000	0,000	0,273
NK44-C1-97	Muscovite	Métabélite	3,097	0,000	2,797	0,000	0,047	0,000	0,067	0,000	0,056	0,859	0,000	0,000	0,295
NK44-C2-15	Muscovite	Métabélite	3,091	0,003	2,804	0,000	0,066	0,000	0,059	0,001	0,054	0,835	0,000	0,000	0,237
NK44-C2-16	Muscovite	Métabélite	3,097	0,022	2,755	0,001	0,058	0,000	0,077	0,000	0,063	0,861	0,000	0,000	0,286
NK44-C2-17	Muscovite	Métabélite	3,061	0,029	2,780	0,000	0,050	0,000	0,077	0,000	0,060	0,902	0,000	0,000	0,303
NK44-C2-21	Muscovite	Métabélite	3,108	0,003	2,746	0,001	0,057	0,000	0,089	0,000	0,050	0,906	0,000	0,000	0,305
NK44-C2-23	Muscovite	Métabélite	3,065	0,002	2,857	0,007	0,051	0,000	0,038	0,004	0,030	0,873	0,000	0,000	0,212
NK44-C2-29	Muscovite	Métabélite	3,094	0,004	2,796	0,006	0,069	0,000	0,066	0,005	0,026	0,874	0,000	0,000	0,243
NK44-C2-31	Muscovite	Métabélite	3,086	0,025	2,769	0,000	0,057	0,000	0,078	0,002	0,053	0,848	0,000	0,000	0,289
NK44-C2-36	Muscovite	Métabélite	3,089	0,025	2,765	0,000	0,033	0,002	0,074	0,000	0,065	0,882	0,000	0,000	0,345
NK44-C2-44	Muscovite	Métabélite	3,077	0,045	2,723	0,002	0,070	0,003	0,086	0,000	0,050	0,910	0,000	0,000	0,275
NK44-C2-45	Muscovite	Métabélite	3,101	0,001	2,752	0,000	0,071	0,000	0,093	0,000	0,063	0,858	0,000	0,000	0,284
NK44-C2-53	Muscovite	Métabélite	3,078	0,020	2,797	0,000	0,053	0,000	0,065	0,001	0,064	0,848	0,000	0,000	0,275
NK44-C2-56	Muscovite	Métabélite	3,093	0,012	2,738	0,000	0,086	0,002	0,095	0,003	0,056	0,875	0,000	0,000	0,262
NK44-C2-65	Muscovite	Métabélite	3,114	0,044	2,679	0,004	0,060	0,001	0,096	0,000	0,048	0,898	0,000	0,000	0,307
NK44-C2-7	Muscovite	Métabélite	3,095	0,010	2,763	0,000	0,060	0,000	0,080	0,003	0,068	0,871	0,000	0,000	0,286
NK44-C2-8	Muscovite	Métabélite	3,090	0,013	2,788	0,000	0,036	0,000	0,071	0,000	0,062	0,869	0,000	0,000	0,332
NK44-C3-101	Muscovite	Métabélite	3,109	0,020	2,732	0,001	0,055	0,002	0,087	0,001	0,053	0,889	0,000	0,000	0,307
NK44-C3-72	Muscovite	Métabélite	3,133	0,025	2,715	0,001	0,044	0,000	0,083	0,000	0,048	0,850	0,000	0,000	0,326
NK44-C3-78	Muscovite	Métabélite	3,053	0,032	2,808	0,000	0,049	0,001	0,074	0,001	0,051	0,877	0,000	0,000	0,302
NK44-C3-82	Muscovite	Métabélite	3,127	0,025	2,706	0,000	0,044	0,000	0,097	0,000	0,048	0,891	0,000	0,000	0,343
NK44-C3-84	Muscovite	Métabélite	3,058	0,026	2,780	0,000	0,052	0,001	0,083	0,004	0,057	0,904	0,000	0,000	0,307
NK44-C3-87	Muscovite	Métabélite	3,098	0,023	2,744	0,000	0,055	0,001	0,071	0,001	0,065	0,881	0,000	0,000	0,283
NK44-C3-88	Muscovite	Métabélite	3,100	0,020	2,755	0,001	0,061	0,000	0,071	0,004	0,059	0,854	0,000	0,000	0,268

NK44-C3-90	Muscovite	Métopélite	3,043	0,027	2,800	0,000	0,070	0,000	0,077	0,003	0,062	0,895	0,000	0,000	0,263
NK44-C3-A'	Muscovite	Métopélite	3,045	0,028	2,803	0,001	0,054	0,000	0,074	0,000	0,059	0,892	0,000	0,000	0,289
QP14-C1-11	Muscovite	Métopélite	3,083	0,000	2,788	0,000	0,060	0,000	0,081	0,004	0,074	0,859	0,000	0,000	0,286
QP14-C1-18	Muscovite	Métopélite	3,057	0,008	2,796	0,002	0,076	0,000	0,083	0,000	0,077	0,861	0,000	0,000	0,260
QP14-C1-24	Muscovite	Métopélite	3,088	0,017	2,770	0,000	0,050	0,000	0,072	0,005	0,066	0,876	0,000	0,000	0,295
QP14-C1-26	Muscovite	Métopélite	3,049	0,027	2,818	0,001	0,048	0,000	0,057	0,000	0,090	0,851	0,000	0,000	0,271
QP14-C1-3	Muscovite	Métopélite	3,104	0,014	2,751	0,001	0,050	0,000	0,078	0,000	0,079	0,852	0,000	0,000	0,306
QP14-C1-34	Muscovite	Métopélite	3,071	0,023	2,781	0,000	0,055	0,003	0,058	0,006	0,090	0,851	0,000	0,000	0,256
QP14-C1-35	Muscovite	Métopélite	3,067	0,023	2,777	0,000	0,059	0,001	0,067	0,005	0,086	0,861	0,000	0,000	0,266
QP14-C1-4	Muscovite	Métopélite	3,101	0,023	2,738	0,002	0,059	0,000	0,086	0,000	0,065	0,831	0,000	0,000	0,296
QP14-C2-20	Muscovite	Métopélite	3,050	0,002	2,834	0,001	0,053	0,002	0,051	0,001	0,094	0,882	0,000	0,000	0,247
QP14-C2-33	Muscovite	Métopélite	3,137	0,015	2,649	0,001	0,138	0,000	0,090	0,009	0,056	0,863	0,000	0,000	0,197
QP14-C2-4	Muscovite	Métopélite	3,080	0,019	2,753	0,001	0,067	0,002	0,080	0,000	0,078	0,862	0,000	0,000	0,271
QP14-C2-5	Muscovite	Métopélite	3,016	0,029	2,865	0,000	0,046	0,000	0,053	0,004	0,086	0,847	0,000	0,000	0,270
QP14-C2-7	Muscovite	Métopélite	3,091	0,019	2,771	0,001	0,049	0,002	0,052	0,006	0,082	0,852	0,000	0,000	0,257

➤ ***Biotite***

Label	Lithologie	Minéral	Si	Ti	Al	Cr	Fe	Mn	Mg	Ca	Na	K	Ba	Ni	XMg	XFe
MP06-C2-18	Métopélite	Biotite	2,74	0,16	1,75	0,01	1,22	0,00	0,87	0,01	0,01	0,91	0,00	0,00	0,42	0,58
NK153-C3-20	Métopélite	Biotite	2,76	0,09	1,68	0,00	1,11	0,00	1,17	0,00	0,02	0,93	0,00	0,00	0,51	0,49
MP06-C2-1	Métopélite	Biotite	2,75	0,15	1,77	0,01	1,26	0,00	0,90	0,01	0,01	0,74	0,00	0,00	0,42	0,58
MP06-C1-32	Métopélite	Biotite	2,76	0,16	1,79	0,01	1,16	0,00	0,84	0,00	0,01	0,92	0,00	0,00	0,42	0,58
MP06-C3-8	Métopélite	Biotite	2,73	0,16	1,80	0,01	1,13	0,00	0,93	0,00	0,03	0,87	0,00	0,00	0,45	0,55

MP06-C1-50	Métabélite	Biotite	2,74	0,19	1,77	0,01	1,16	0,00	0,85	0,00	0,04	0,88	0,00	0,00	0,42	0,58
NK44-C2-63	Métabélite	Biotite	2,79	0,18	1,62	0,01	1,12	0,01	1,03	0,00	0,02	0,90	0,00	0,00	0,48	0,52
MP06-C1-52	Métabélite	Biotite	2,75	0,17	1,82	0,01	1,08	0,00	0,87	0,01	0,04	0,86	0,00	0,00	0,44	0,56
NK153-C3-19	Métabélite	Biotite	2,82	0,09	1,66	0,00	1,03	0,01	1,16	0,00	0,02	0,95	0,00	0,00	0,53	0,47
NK153-C1-30	Métabélite	Biotite	2,80	0,18	1,64	0,00	1,00	0,01	1,10	0,01	0,02	0,90	0,00	0,00	0,52	0,48
NK44-C2-29'	Métabélite	Biotite	2,80	0,18	1,63	0,01	1,07	0,01	1,02	0,02	0,04	0,89	0,00	0,00	0,49	0,51
MP06-C3-7	Métabélite	Biotite	2,78	0,16	1,78	0,01	1,09	0,00	0,89	0,01	0,02	0,87	0,00	0,00	0,45	0,55
NK18-C1-58	Métabélite	Biotite	2,78	0,12	1,77	0,01	1,02	0,00	1,08	0,01	0,01	0,86	0,00	0,00	0,51	0,49
NK153-C1-29	Métabélite	Biotite	2,84	0,16	1,69	0,00	0,98	0,00	1,01	0,00	0,02	0,94	0,00	0,00	0,51	0,49
NK44-C1-87	Métabélite	Biotite	2,85	0,17	1,62	0,00	1,03	0,00	1,04	0,01	0,02	0,89	0,00	0,00	0,50	0,50
NK18-C1-20	Métabélite	Biotite	2,81	0,13	1,82	0,01	1,11	0,00	0,84	0,01	0,01	0,82	0,00	0,00	0,43	0,57
NK44-C2-61	Métabélite	Biotite	2,84	0,17	1,55	0,01	1,06	0,00	1,11	0,00	0,03	0,88	0,00	0,00	0,51	0,49
NK153-C3-21	Métabélite	Biotite	2,86	0,08	1,66	0,00	1,00	0,00	1,15	0,00	0,02	0,92	0,00	0,00	0,53	0,47
NK18-C2-44	Métabélite	Biotite	2,84	0,05	2,01	0,00	0,98	0,00	0,80	0,01	0,02	0,77	0,00	0,00	0,45	0,55
NK18-C2-43	Métabélite	Biotite	2,85	0,05	2,02	0,00	0,95	0,00	0,79	0,01	0,02	0,80	0,00	0,00	0,45	0,55
MP06-C3-21	Métabélite	Biotite	2,88	0,14	1,87	0,01	1,00	0,00	0,69	0,01	0,01	0,86	0,00	0,00	0,41	0,59
NK153-C3-1	Métabélite	Biotite	2,93	0,13	1,74	0,00	0,90	0,01	0,90	0,00	0,01	0,92	0,00	0,00	0,50	0,50
NK153-C1-26	Métabélite	Biotite	2,98	0,14	1,68	0,00	0,86	0,00	0,93	0,00	0,03	0,88	0,00	0,00	0,52	0,48

NK153-C1-88	Métapélite	Biotite	3,02	0,07	1,76	0,00	0,82	0,00	0,88	0,00	0,01	0,93	0,00	0,00	0,52	0,48
--------------------	------------	---------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------

➤ **Plagioclase**

Label	Minéral	Roche	Si	Ti	Al	Cr	Fe	Mn	Mg	Ca	Na	K	Ni	Xab
QP14-C1-1	Plagioclase	Métapélite	3,03	0,00	1,05	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,69	0,01	0,00	0,97
QP14-C1-2	Plagioclase	Métapélite	3,05	0,00	1,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,69	0,01	0,00	0,99
MP07-C2-5	Plagioclase	Métapélite	2,97	0,00	1,12	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,64	0,03	0,00	0,96
NKZ5 - C'2 - 21	Plagioclase	Amphibolite	2,54	0,00	1,48	0,00	0,02	0,00	0,00	0,47	0,36	0,03	0,00	0,44
NKZ5 - C'2 - 39	Plagioclase	Amphibolite	2,55	0,00	1,48	0,00	0,02	0,00	0,00	0,47	0,38	0,01	0,00	0,45
NKZ5 - C'2 - 16	Plagioclase	Amphibolite	2,57	0,00	1,47	0,00	0,01	0,00	0,00	0,43	0,37	0,04	0,00	0,46
NKZ5 - C'2 - 54	Plagioclase	Amphibolite	2,68	0,00	1,38	0,00	0,02	0,00	0,01	0,34	0,32	0,07	0,00	0,48
NKZ5 - C'3 - 9	Plagioclase	Amphibolite	2,58	0,00	1,45	0,00	0,02	0,00	0,01	0,41	0,39	0,07	0,00	0,48
NKZ5 - C'1 - 9	Plagioclase	Amphibolite	2,63	0,00	1,40	0,00	0,02	0,00	0,00	0,36	0,39	0,11	0,00	0,52
NKZ5 - C'3 - 13	Plagioclase	Amphibolite	2,61	0,00	1,42	0,00	0,01	0,00	0,00	0,41	0,41	0,05	0,00	0,50
NKZ5 - C'3 - 16	Plagioclase	Amphibolite	2,61	0,00	1,43	0,00	0,01	0,00	0,00	0,41	0,41	0,01	0,00	0,50
NKZ5 - C'1 - 24	Plagioclase	Amphibolite	2,62	0,00	1,41	0,00	0,01	0,00	0,00	0,40	0,41	0,03	0,00	0,51
NKZ5 - C'1 - 5	Plagioclase	Amphibolite	2,61	0,00	1,42	0,00	0,01	0,00	0,00	0,41	0,42	0,02	0,00	0,50
NKZ5 - C'1 - 28	Plagioclase	Amphibolite	2,63	0,00	1,39	0,00	0,02	0,00	0,02	0,41	0,42	0,01	0,00	0,51
NKZ5 - C'2 - 79	Plagioclase	Amphibolite	2,63	0,00	1,39	0,00	0,01	0,00	0,00	0,40	0,42	0,02	0,00	0,51
NKZ5 - C'1 - 21	Plagioclase	Amphibolite	2,64	0,00	1,40	0,00	0,02	0,00	0,00	0,40	0,42	0,01	0,00	0,51
NKZ5 - C'1 - 3	Plagioclase	Amphibolite	2,64	0,00	1,39	0,00	0,02	0,00	0,02	0,33	0,41	0,10	0,00	0,56
NKZ5 - C'2 - 19	Plagioclase	Amphibolite	2,64	0,00	1,38	0,00	0,02	0,00	0,00	0,40	0,43	0,01	0,00	0,52
NKZ5 - C'2 - 75	Plagioclase	Amphibolite	2,61	0,00	1,43	0,00	0,04	0,00	0,03	0,30	0,41	0,10	0,00	0,57
NKZ5 - C'2 - 53	Plagioclase	Amphibolite	2,66	0,00	1,37	0,00	0,02	0,00	0,01	0,35	0,43	0,07	0,00	0,55
NKZ5 - C'1 - 8	Plagioclase	Amphibolite	2,63	0,00	1,37	0,00	0,07	0,00	0,07	0,28	0,41	0,13	0,00	0,59

NKZ5 - C'4 - 16	Plagioclase	Amphibolite	2,66	0,00	1,37	0,00	0,01	0,00	0,00	0,37	0,44	0,03	0,00	0,54
NKZ5 - C'2 - 38	Plagioclase	Amphibolite	2,58	0,00	1,37	0,00	0,14	0,00	0,12	0,26	0,39	0,13	0,00	0,60
NKZ5 - C'3 - 22	Plagioclase	Amphibolite	2,50	0,00	1,58	0,00	0,02	0,00	0,03	0,34	0,41	0,03	0,00	0,55
NKZ5 - C'3 - 5	Plagioclase	Amphibolite	2,62	0,04	1,34	0,00	0,05	0,00	0,05	0,34	0,44	0,04	0,00	0,56
NKZ5 - C'3 - 19	Plagioclase	Amphibolite	2,66	0,00	1,37	0,00	0,02	0,00	0,02	0,35	0,44	0,02	0,00	0,56
NKZ5 - C'3 - 21	Plagioclase	Amphibolite	2,66	0,00	1,35	0,00	0,06	0,00	0,07	0,27	0,43	0,09	0,00	0,62
NKZ5 - C'1 - 23	Plagioclase	Amphibolite	2,68	0,00	1,35	0,00	0,05	0,00	0,02	0,31	0,46	0,02	0,00	0,59
NKZ5 - C'2 - 78	Plagioclase	Amphibolite	2,72	0,00	1,33	0,00	0,01	0,00	0,01	0,29	0,48	0,04	0,00	0,63
NKZ5 - C2 - 5	Plagioclase	Amphibolite	2,83	0,00	1,07	0,00	0,11	0,00	0,14	0,18	0,51	0,07	0,00	0,74
NKZ5 - C3 - 23	Plagioclase	Amphibolite	2,78	0,00	1,24	0,00	0,04	0,00	0,04	0,19	0,53	0,05	0,00	0,73
NKZ5 - C2 - 71	Plagioclase	Amphibolite	2,83	0,00	1,22	0,00	0,03	0,00	0,03	0,12	0,51	0,15	0,00	0,82
NKZ5 - C1 - 17	Plagioclase	Amphibolite	2,83	0,00	1,21	0,00	0,02	0,00	0,01	0,17	0,55	0,09	0,00	0,77
NKZ5 - C1 - 2	Plagioclase	Amphibolite	2,86	0,00	1,20	0,00	0,01	0,00	0,00	0,14	0,56	0,10	0,00	0,80
NKZ5 - C1 - 14	Plagioclase	Amphibolite	2,88	0,00	1,17	0,00	0,01	0,00	0,01	0,16	0,59	0,02	0,00	0,79
NKZ5 - C'4 - 17	Plagioclase	Amphibolite	2,91	0,00	1,17	0,00	0,01	0,00	0,00	0,05	0,57	0,14	0,00	0,92
NKZ5 - C1 - 53	Plagioclase	Amphibolite	2,94	0,00	0,97	0,00	0,11	0,00	0,17	0,06	0,56	0,09	0,00	0,90
NKZ5 - C1 - 32	Plagioclase	Amphibolite	2,90	0,00	1,14	0,00	0,05	0,00	0,03	0,08	0,61	0,05	0,00	0,88
NKZ5 - C'4 - 8	Plagioclase	Amphibolite	3,03	0,00	0,99	0,00	0,01	0,00	0,00	0,07	0,71	0,00	0,00	0,90
NKZ5 - C1 - 61	Plagioclase	Amphibolite	3,02	0,00	1,02	0,00	0,02	0,00	0,04	0,01	0,68	0,03	0,00	0,98
NKZ5 - C1 - 54	Plagioclase	Amphibolite	3,05	0,00	0,98	0,00	0,03	0,00	0,04	0,02	0,70	0,00	0,00	0,98
NKZ5 - C1 - 58	Plagioclase	Amphibolite	3,05	0,00	1,01	0,00	0,02	0,00	0,01	0,02	0,69	0,01	0,00	0,98
NKZ5 - C1 - 55	Plagioclase	Amphibolite	3,06	0,00	1,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,68	0,02	0,00	0,99
NKZ5 - C'4 - 90	Plagioclase	Amphibolite	3,02	0,00	1,00	0,00	0,04	0,00	0,05	0,01	0,69	0,01	0,00	0,99
NKZ5 - C1 - 27	Plagioclase	Amphibolite	3,05	0,00	1,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,72	0,01	0,00	0,99
NKZ5 - C'4 - 71	Plagioclase	Amphibolite	3,14	0,00	0,92	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,64	0,00	0,00	0,99

NKZ5 - C'4 - 33	Plagioclase	Amphibolite	3,03	0,00	1,02	0,00	0,02	0,00	0,02	0,01	0,71	0,01	0,00	0,99
NKZ5 - C1 - 65	Plagioclase	Amphibolite	3,05	0,00	1,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,72	0,01	0,00	0,99
NKZ5 - C'4 - 48	Plagioclase	Amphibolite	3,06	0,00	1,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,71	0,01	0,00	0,99
NKZ5 - C'4 - 60	Plagioclase	Amphibolite	3,05	0,00	1,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,71	0,01	0,00	0,99
NKZ5 - C'4 - 9	Plagioclase	Amphibolite	3,05	0,00	1,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,70	0,00	0,00	0,99
NKZ5 - C1 - 90	Plagioclase	Amphibolite	3,04	0,00	1,01	0,00	0,02	0,00	0,03	0,00	0,70	0,01	0,00	1,00
NKZ5 - C'4 - 82	Plagioclase	Amphibolite	3,04	0,00	1,03	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,71	0,01	0,00	1,00
NKZ5 - C1 - 57	Plagioclase	Amphibolite	3,05	0,00	1,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,71	0,00	0,00	0,99
NKZ5 - C'4 - 5	Plagioclase	Amphibolite	3,06	0,00	1,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,70	0,01	0,00	1,00
NKZ5 - C'4 - 87	Plagioclase	Amphibolite	3,04	0,00	1,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,72	0,00	0,00	1,00
NKZ5 - C'4 - 36	Plagioclase	Amphibolite	3,05	0,00	1,02	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,70	0,00	0,00	1,00
NKZ5 - C'4 - 61	Plagioclase	Amphibolite	3,05	0,00	1,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,71	0,00	0,00	1,00
NKZ5 - C'4 - 7	Plagioclase	Amphibolite	3,05	0,00	1,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,71	0,00	0,00	1,00
NKZ5 - C'4 - 23	Plagioclase	Amphibolite	3,05	0,00	1,03	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,70	0,00	0,00	1,00
NKZ5 - C'4 - 32	Plagioclase	Amphibolite	3,05	0,00	1,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,71	0,00	0,00	1,00
NKZ5 - C'4 - 24	Plagioclase	Amphibolite	3,05	0,00	1,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,72	0,00	0,00	1,00

➤ **Amphiboles (amphibolite)**

Label	Lithologie	Minéral	Si	Ti	Al	Cr	Fe2+	Mn	Mg	Ca	Na	K	Somme	XMg
NKZ5 - C2 - 80	Amphibolite	Hornblende	6,96	0,03	1,53	0,00	2,44	0,04	2,22	1,79	0,35	0,10	15,47	0,48
NKZ5 - C3 - 20	Amphibolite	Hornblende	6,97	0,06	1,48	0,00	2,14	0,03	2,73	1,62	0,31	0,07	15,42	0,56
NKZ5 - C2 - 35	Amphibolite	Hornblende	7,13	0,09	1,18	0,02	2,47	0,04	2,28	1,79	0,26	0,09	15,35	0,48
NKZ5 - C2 - 37	Amphibolite	Hornblende	7,14	0,02	1,30	0,00	2,30	0,04	2,41	1,81	0,30	0,06	15,37	0,51

NKZ5 - C2 - 34	Amphibolite	Hornblende	7,13	0,09	1,19	0,02	2,48	0,04	2,25	1,81	0,27	0,09	15,36	0,48
NKZ5 - C2 - 7	Amphibolite	Hornblende	7,18	0,07	1,08	0,01	2,45	0,05	2,47	1,74	0,24	0,06	15,36	0,50
NKZ5 - C1 - 118	Amphibolite	Hornblende	7,23	0,08	1,00	0,00	2,29	0,03	2,61	1,83	0,18	0,06	15,31	0,53
NKZ5 - C2 - 73	Amphibolite	Hornblende	7,24	0,11	1,02	0,00	2,44	0,04	2,37	1,75	0,28	0,08	15,32	0,49
NKZ5 - C2 - 72	Amphibolite	Hornblende	7,26	0,10	1,01	0,00	2,39	0,04	2,39	1,75	0,29	0,08	15,32	0,50
NKZ5 - C1 - 1	Amphibolite	Hornblende	7,27	0,09	1,01	0,00	2,39	0,04	2,36	1,81	0,24	0,07	15,29	0,50
NKZ5 - C2 - 18	Amphibolite	Hornblende	7,30	0,07	0,96	0,02	2,44	0,04	2,33	1,83	0,24	0,05	15,28	0,49
NKZ5 - C1 - 7	Amphibolite	Hornblende	7,27	0,08	1,00	0,01	2,39	0,04	2,39	1,82	0,23	0,06	15,29	0,50
NKZ5 - C2 - 22	Amphibolite	Hornblende	7,29	0,04	1,01	0,00	2,35	0,04	2,46	1,83	0,23	0,07	15,31	0,51
NKZ5 - C2 - 9	Amphibolite	Hornblende	7,33	0,06	0,95	0,01	2,49	0,04	2,31	1,78	0,22	0,07	15,27	0,48
NKZ5 - C1 - 81	Amphibolite	Hornblende	7,33	0,07	0,94	0,00	2,39	0,04	2,38	1,86	0,18	0,06	15,25	0,50
NKZ5 - C1 - 84	Amphibolite	Hornblende	7,35	0,06	0,96	0,00	2,38	0,04	2,31	1,88	0,19	0,06	15,24	0,49
NKZ5 - C1 - 83	Amphibolite	Hornblende	7,30	0,05	1,45	0,01	2,24	0,03	1,82	1,67	0,42	0,25	15,25	0,45
NKZ5 - C2 - 8	Amphibolite	Hornblende	7,38	0,06	0,88	0,00	2,54	0,04	2,30	1,77	0,24	0,07	15,27	0,48
NKZ5 - C2 - 12	Amphibolite	Hornblende	7,36	0,05	0,93	0,01	2,49	0,04	2,34	1,77	0,20	0,05	15,24	0,48
NKZ5 - C2 - 11	Amphibolite	Hornblende	7,35	0,06	0,90	0,01	2,55	0,05	2,31	1,76	0,25	0,06	15,29	0,47
NKZ5 - C1 - 85	Amphibolite	Hornblende	7,33	0,06	0,97	0,00	2,38	0,04	2,33	1,88	0,19	0,07	15,25	0,50
NKZ5 - C2 - 6	Amphibolite	Hornblende	7,38	0,06	0,90	0,00	2,48	0,05	2,31	1,80	0,22	0,06	15,25	0,48

NKZ5 - C1 - 66	Amphibolite	Hornblende	7,35	0,04	0,90	0,00	2,43	0,04	2,41	1,86	0,22	0,03	15,29	0,50
NKZ5 - C1 - 101	Amphibolite	Hornblende	7,37	0,06	0,93	0,00	2,30	0,04	2,40	1,90	0,16	0,06	15,22	0,51
NKZ5 - C2 - 3	Amphibolite	Hornblende	7,45	0,04	0,77	0,01	2,51	0,04	2,40	1,79	0,19	0,05	15,24	0,49
NKZ5 - C1 - 11	Amphibolite	Hornblende	7,39	0,08	0,89	0,00	2,27	0,04	2,48	1,83	0,16	0,05	15,19	0,52
NKZ5 - C1 - 29	Amphibolite	Hornblende	7,35	0,07	0,93	0,00	2,27	0,04	2,52	1,81	0,22	0,05	15,25	0,53
NKZ5 - C3 - 79	Amphibolite	Hornblende	7,40	0,05	0,91	0,01	2,38	0,04	2,31	1,88	0,18	0,05	15,20	0,49
NKZ5 - C2 - 55	Amphibolite	Hornblende	7,39	0,02	0,93	0,00	2,14	0,04	2,65	1,81	0,23	0,05	15,26	0,55
NKZ5 - C2 - 52	Amphibolite	Hornblende	7,36	0,02	1,18	0,00	2,02	0,04	2,46	1,73	0,32	0,12	15,24	0,55
NKZ5 - C1 - 4	Amphibolite	Hornblende	7,48	0,02	0,77	0,00	2,25	0,04	2,69	1,75	0,17	0,04	15,22	0,54
NKZ5 - C1 - 12	Amphibolite	Hornblende	7,48	0,06	0,74	0,00	2,21	0,04	2,61	1,85	0,16	0,04	15,18	0,54
NKZ5 - C4 - 77	Amphibolite	Actinolite	7,59	0,02	0,60	0,02	2,61	0,04	2,26	1,87	0,13	0,02	15,15	0,46
NKZ5 - C4 - 11	Amphibolite	Actinolite	7,67	0,02	0,53	0,01	2,74	0,04	2,10	1,87	0,12	0,03	15,12	0,43
NKZ5 - C4 - 22	Amphibolite	Actinolite	7,57	0,01	0,52	0,04	2,30	0,03	2,87	1,74	0,08	0,01	15,18	0,55
NKZ5 - C4 - 80	Amphibolite	Actinolite	7,65	0,02	0,53	0,01	2,43	0,03	2,41	1,89	0,11	0,02	15,12	0,50
NKZ5 - C4 - 67	Amphibolite	Actinolite	7,76	0,01	0,41	0,00	2,80	0,05	2,05	1,89	0,06	0,02	15,05	0,42
NKZ5 - C4 - 6	Amphibolite	Actinolite	7,70	0,02	0,47	0,02	2,57	0,04	2,31	1,86	0,06	0,02	15,07	0,47
NKZ5 - C4 - 91	Amphibolite	Actinolite	7,71	0,02	0,39	0,01	2,59	0,03	2,42	1,87	0,06	0,02	15,11	0,48
NKZ5 - C4 - 33'	Amphibolite	Actinolite	7,76	0,02	0,38	0,01	2,56	0,04	2,35	1,87	0,06	0,02	15,06	0,48

NKZ5 - C4 - 25	Amphibolite	Actinolite	7,73	0,03	0,40	0,01	2,66	0,04	2,26	1,85	0,08	0,01	15,08	0,46
NKZ5 - C4 - 43	Amphibolite	Actinolite	7,71	0,02	0,45	0,02	2,57	0,04	2,25	1,91	0,09	0,02	15,08	0,47
NKZ5 - C4 - 78	Amphibolite	Actinolite	7,71	0,02	0,42	0,01	2,49	0,04	2,39	1,92	0,08	0,02	15,10	0,49
NKZ5 - C4 - 81	Amphibolite	Actinolite	7,69	0,02	0,44	0,02	2,48	0,03	2,42	1,88	0,11	0,03	15,13	0,49
NKZ5 - C4 - 12	Amphibolite	Actinolite	7,74	0,02	0,38	0,03	2,55	0,04	2,34	1,89	0,06	0,01	15,06	0,48
NKZ5 - C4 - 79	Amphibolite	Actinolite	7,72	0,02	0,42	0,02	2,30	0,03	2,54	1,92	0,12	0,02	15,11	0,52
NKZ5 - C4 - 88	Amphibolite	Actinolite	7,76	0,02	0,39	0,00	2,58	0,05	2,30	1,87	0,07	0,02	15,06	0,47
NKZ5 - C4 - 20	Amphibolite	Actinolite	7,76	0,03	0,38	0,01	2,54	0,04	2,34	1,87	0,08	0,01	15,06	0,48
NKZ5 - C4 - 47	Amphibolite	Actinolite	7,80	0,02	0,32	0,01	2,53	0,04	2,33	1,92	0,06	0,01	15,05	0,48
NKZ5 - C4 - 10	Amphibolite	Actinolite	7,79	0,02	0,33	0,01	2,61	0,03	2,30	1,89	0,07	0,02	15,06	0,47
NKZ5 - C4 - 85	Amphibolite	Actinolite	7,81	0,02	0,30	0,00	2,53	0,03	2,34	1,94	0,06	0,02	15,05	0,48
NKZ5 - C4 - 89	Amphibolite	Actinolite	7,79	0,02	0,29	0,01	2,40	0,04	2,57	1,90	0,05	0,02	15,07	0,52
NKZ5 - C4 - 73	Amphibolite	Actinolite	7,82	0,02	0,28	0,01	2,45	0,04	2,47	1,93	0,04	0,02	15,06	0,50
NKZ5 - C4 - 45	Amphibolite	Actinolite	7,83	0,02	0,33	0,01	2,51	0,03	2,31	1,91	0,06	0,02	15,02	0,48
NKZ5 - C4 - 34	Amphibolite	Actinolite	7,84	0,02	0,28	0,01	2,39	0,04	2,51	1,87	0,07	0,01	15,04	0,51
NKZ5 - C4 - 72	Amphibolite	Actinolite	7,99	0,00	0,08	0,00	1,54	0,02	3,39	1,91	0,07	0,01	15,01	0,69
NKZ5 - C4 - 19	Amphibolite	Actinolite	7,97	0,00	0,06	0,00	1,36	0,01	3,65	1,92	0,04	0,02	15,03	0,73

- **Annexe 3 : Résultats de la géothermométrie sur chlorite**

Lithologies	T° Bourdelle
Chloritites	89
Chloritites	123
Marbre	203
Marbre	258
Talcitite 1	138
Talcitite 1	153
Talcitite 1	193
Talcitite 1	196
Talcitite 1	233
Talcitite 1	270
Talcitite 2	159
Talcitite 2	162
Talcitite 2	175
Talcitite 2	176
Talcitite 2	177
Talcitite 2	179
Talcitite 2	181
Talcitite 2	183
Talcitite 2	188
Talcitite 2	189
Talcitite 2	193
Talcitite 2	196
Talcitite 2	197
Talcitite 2	200
Talcitite 2	202
Talcitite 2	208
Talcitite 2	242

• **Annexe 4 : Teneurs en éléments majeurs (sur roche totale) des roches représentatives du gisement.**

Echantillons		NK 51	DN 20	DN 36	DN 40	DN 38	DN 49	DN 43
Lithologies		Dolomie	Dolomie	Marbre noir	Marbre noir	Marbre noir-vert	Marbre noir	Marbre vert
SiO2	%	1,98	15,13	1,85	3,98	14,33	11,04	25,99
TiO2	%	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	0,13	< L,D,	0,02
Al2O3	%	0,54	0,22	0,28	0,39	3,59	0,66	0,69
FeOtot	%	0,89	0,64	0,60	0,52	1,17	0,72	1,32
MnO	%	0,22	0,53	0,06	0,12	0,08	0,09	0,05
MgO	%	15,02	17,07	21,24	12,74	15,88	10,72	23,61
CaO	%	35,80	25,69	29,60	39,18	31,23	40,27	21,98
Na2O	%	< L,D,	0,03	< L,D,	< L,D,	< L,D,	< L,D,	< L,D,
K2O	%	< L,D,	0,07	< L,D,	< L,D,	0,78	< L,D,	0,08
P2O5	%	< L.D.	< L.D.	< L.D.				
PF	%	44,22	39,43	45,11	41,99	32,04	35,41	25,38
Total	%	98,76	98,87	98,80	98,97	99,34	98,97	99,26
H2O total		0,48	0,31	0,35	0,67	3,68	3,40	6,96
CO2 total		42,75	38,88	42,08	42,24	28,45	32,60	19,15

Echantillons		NK 132	TN 24	TN 36	NK 44	MN 01	NK 120	MZ 01	MZ 04
Lithologies		Talcitite	Talcitite	Talcitite	Métopélite	Métopélite	Métopélite	Granite	Granite
SiO2	%	18,74	24,47	26,10	66,45	72,10	81,03	75,13	74,04
TiO2	%	0,06	0,02	0,02	0,69	0,64	0,43	0,18	0,16
Al2O3	%	2,39	0,62	0,71	18,41	15,52	10,19	13,21	12,39
FeOtot	%	0,55	0,57	0,71	2,73	1,49	0,70	0,62	2,09
MnO	%	0,07	0,04	0,05	< L,D,	< L,D,	< L,D,	< L,D,	< L,D,
MgO	%	12,30	12,62	13,82	1,51	0,98	0,44	0,19	0,10
CaO	%	34,34	32,18	30,52	0,13	0,11	0,08	0,20	0,15
Na2O	%	< L,D,	0,04	0,05	0,26	0,13	0,06	4,50	3,39
K2O	%	< L,D,	0,22	0,04	6,76	5,35	4,30	4,53	5,58
P2O5	%	< L.D.	< L.D.	0,10	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.
PF	%	30,25	27,98	27,00	2,76	2,81	2,78	0,81	0,76
Total	%	98,76	98,83	99,19	100,01	99,29	100,08	99,45	98,90
H2O total		3,16	2,37	2,72	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CO2 total		27,45	25,15	23,88					

• **Annexe 5 : Analyses U-Pb**

❖ **Tableau 1 : Données de datation U-Pb sur zircons du granite d'Amassine**

Label	Concentration des éléments			Rapports isotopiques					Ages (Ma)				
	Th (ppm)	U (ppm)	Th/U	Pb207/U235	2s	Pb206/U238	2s	Rho	Age 7	2s	Age 6	2s	Disc
jb_2	295	453	0,65	0,827	0,03	0,0976	0,002	0,71	612	30	601	13	1,9
jb_3	714	690	1,04	1,389	0,05	0,0973	0,002	0,75	884	46	599	13	32,3
jb_6	210	273	0,77	0,920	0,02	0,0970	0,002	0,62	662	25	597	14	9,9
jb_7	612	900	0,68	0,854	0,03	0,0967	0,002	0,77	627	25	595	12	5,1
jb_12	232	361	0,64	0,827	0,02	0,0975	0,002	0,72	612	22	599	13	2,0
jb_13	427	863	0,49	0,813	0,02	0,0983	0,002	0,73	604	24	605	13	0,1
jb_14	211	201	1,05	2,019	0,06	0,0962	0,002	0,64	1122	58	592	15	47,2
jb_15	73	140	0,52	0,816	0,03	0,0988	0,002	0,55	606	34	607	15	0,2
jb_16	336	843	0,40	0,810	0,03	0,0977	0,002	0,75	602	26	601	13	0,2
jb_17	431	564	0,76	0,902	0,04	0,0970	0,002	0,70	653	35	597	13	8,5
jb_18	2235	2462	0,91	1,022	0,03	0,0968	0,002	0,84	715	29	596	12	16,7
jb_21	445	1129	0,39	0,798	0,03	0,0962	0,002	0,73	596	31	592	13	0,6
jb_22	45	212	0,21	0,788	0,03	0,0964	0,002	0,59	590	31	593	14	0,6
jb_24	699	1500	0,47	0,812	0,02	0,0962	0,002	0,78	603	21	592	13	1,8
jb_25	180	408	0,44	0,810	0,02	0,0972	0,002	0,67	603	22	598	13	0,8
jb_28	305	287	1,06	3,507	0,10	0,0982	0,002	0,60	1529	94	604	15	60,5
jb_32	552	436	1,27	5,066	0,12	0,0979	0,002	0,66	1830	114	602	14	67,1
jb_33	870	890	0,98	1,329	0,03	0,0977	0,002	0,76	859	34	601	13	30,0
jb_35	194	264	0,73	0,898	0,03	0,0990	0,002	0,60	650	30	608	14	6,5
jb_36	232	300	0,77	1,004	0,04	0,0992	0,002	0,58	706	36	610	15	13,6
jb_37	516	772	0,67	0,853	0,03	0,0972	0,002	0,66	626	27	598	14	4,5
jb_38	208	340	0,61	0,826	0,03	0,0969	0,002	0,68	611	32	596	14	2,5
jb_39	1087	1143	0,95	1,114	0,03	0,0965	0,002	0,72	760	33	594	13	21,9
jb_40	180	332	0,54	0,822	0,04	0,0984	0,002	0,61	609	36	605	15	0,7

❖ **Tableau 2 : Données de datation U-Pb sur zircons détritiques des métapelites de Nkob**

Analyse_#	Concentration des éléments			Rapports isotopiques							Ages (Ma)						
	Th (ppm)	U (ppm)	Th/U	207/235	1s	206/238	1s	207/206	1s	Rho	207/235	1s	206/238	1s	207/206	1s	Disc
jc_3	32	33	0,98	9,2739	0,16	0,43541	0,01	0,15449	0,003	0,78	2365	15	2330	26	2396	36	1,5
jc_4	72	51	1,40	9,0019	0,14	0,43406	0,01	0,15043	0,002	0,79	2338	14	2324	24	2351	28	0,6
jc_5	47	161	0,29	6,1554	0,08	0,35828	0,004	0,12462	0,002	0,80	1998	11	1974	18	2023	26	1,2
jc_6	54	131	0,41	10,3509	0,13	0,45471	0,005	0,16512	0,002	0,82	2467	12	2416	21	2509	26	2,0
jc_8	306	309	0,99	8,8133	0,11	0,40024	0,004	0,15973	0,002	0,83	2319	11	2170	19	2453	23	6,4
jc_9	277	401	0,69	9,8437	0,12	0,44245	0,004	0,16138	0,002	0,83	2420	11	2362	20	2470	23	2,4
jc_10	74	352	0,21	17,1508	0,21	0,54556	0,005	0,22804	0,003	0,83	2943	11	2807	23	3038	22	4,6
jc_15	110	458	0,24	5,3949	0,07	0,32892	0,003	0,11898	0,002	0,80	1884	11	1833	16	1941	25	2,7
jc_16	320	207	1,55	4,2635	0,06	0,28622	0,003	0,10806	0,002	0,76	1686	12	1623	15	1767	28	3,8
jc_17	126	128	0,99	4,5308	0,07	0,30377	0,003	0,1082	0,002	0,75	1737	12	1710	17	1769	31	1,5
jc_18	39	99	0,40	6,6974	0,10	0,37714	0,004	0,12882	0,002	0,76	2072	13	2063	20	2082	29	0,5
jc_19	198	581	0,34	8,2584	0,11	0,32	0,003	0,18722	0,003	0,79	2260	12	1790	16	2718	24	20,8
jc_20	100	209	0,48	6,2692	0,09	0,35545	0,004	0,12795	0,002	0,77	2014	12	1961	18	2070	27	2,7
jc_22	85	160	0,53	10,8773	0,15	0,42858	0,005	0,18412	0,003	0,78	2513	13	2299	21	2690	26	8,5
jc_23	34	119	0,29	6,3067	0,10	0,35724	0,004	0,12807	0,002	0,75	2019	13	1969	19	2072	29	2,5
jc_24	30	113	0,27	6,3453	0,10	0,36079	0,004	0,12759	0,002	0,74	2025	13	1986	19	2065	30	1,9
jc_25	140	229	0,61	5,9357	0,09	0,34721	0,004	0,12402	0,002	0,75	1966	13	1921	18	2015	29	2,3
jc_27	140	213	0,66	5,6496	0,09	0,33689	0,004	0,12166	0,002	0,73	1924	13	1872	18	1981	30	2,7
jc_28	196	296	0,66	7,7158	0,11	0,39817	0,004	0,14058	0,002	0,75	2198	13	2161	20	2234	28	1,7
jc_29	235	360	0,65	7,6249	0,11	0,39725	0,004	0,13925	0,002	0,74	2188	13	2156	20	2218	28	1,4
jc_30	60	93	0,64	5,1909	0,09	0,32872	0,004	0,11456	0,002	0,70	1851	15	1832	19	1873	35	1,0
jc_31	190	262	0,72	4,8621	0,08	0,30787	0,003	0,11458	0,002	0,72	1796	13	1730	17	1873	31	3,6
jc_32	3	144	0,02	9,8818	0,15	0,43519	0,005	0,16474	0,003	0,73	2424	14	2329	22	2505	29	3,9
jc_33	46	108	0,43	9,1481	0,15	0,39646	0,005	0,16741	0,003	0,73	2353	15	2153	21	2532	30	8,5
jc_34	99	202	0,49	9,5232	0,15	0,40469	0,005	0,17073	0,003	0,73	2390	14	2191	21	2565	29	8,3
jc_35	132	180	0,73	6,4523	0,11	0,36481	0,004	0,12832	0,002	0,71	2039	14	2005	20	2075	32	1,7
jc_36	87	128	0,68	16,8684	0,27	0,57812	0,01	0,21169	0,004	0,72	2927	15	2941	28	2919	29	-0,5
jc_37	81	250	0,32	5,4963	0,09	0,32625	0,004	0,12223	0,002	0,70	1900	14	1820	18	1989	33	4,2
jc_39	61	115	0,53	15,0394	0,25	0,53747	0,01	0,20302	0,004	0,71	2818	16	2773	26	2851	30	1,6

jd_1	302	587	0,52	16,40342	0,23	0,56394	0,01	0,84524	0,002	0,85	2901	13	2883	28	2821	19	0,6
jd_2	74	156	0,47	15,07997	0,22	0,62835	0,01	0,83898	0,002	0,84	2820	14	3143	30	2504	21	-11,4
jd_3	71	118	0,60	11,44324	0,17	0,54645	0,01	0,82936	0,002	0,83	2560	14	2810	28	2273	22	-9,8
jd_4	349	430	0,81	15,7515	0,22	0,6316	0,01	0,84771	0,002	0,85	2862	13	3156	29	2572	20	-10,3
jd_5	386	551	0,70	15,22028	0,21	0,61354	0,01	0,84966	0,002	0,85	2829	13	3084	29	2564	20	-9,0
jd_6	283	328	0,86	9,10446	0,13	0,38295	0,004	0,84808	0,002	0,85	2349	13	2090	21	2501	20	11,0
jd_7	167	413	0,40	9,95053	0,14	0,50704	0,01	0,84613	0,002	0,85	2430	13	2644	25	2174	21	-8,8
jd_8	98	170	0,58	14,69214	0,21	0,60962	0,01	0,84763	0,002	0,85	2796	13	3069	29	2527	21	-9,8
jd_9	98	183	0,54	14,40255	0,20	0,5984	0,01	0,85364	0,002	0,85	2777	13	3023	28	2526	20	-8,9
jd_10	540	460	1,17	13,71969	0,18	0,56017	0,01	0,85827	0,002	0,86	2731	13	2867	27	2557	20	-5,0
jd_11	636	462	1,37	16,01781	0,21	0,58127	0,01	0,86687	0,002	0,87	2878	12	2954	27	2759	19	-2,6
jd_15	215	230	0,93	10,59933	0,14	0,5187	0,01	0,85797	0,002	0,86	2489	12	2694	25	2261	21	-8,2
jd_16	241	462	0,52	8,02609	0,10	0,39803	0,004	0,86458	0,002	0,86	2234	12	2160	20	2245	21	3,3
jd_17	92	301	0,30	9,81405	0,13	0,48385	0,005	0,86485	0,002	0,86	2418	12	2544	23	2256	21	-5,2
jd_20	109	122	0,89	17,70568	0,23	0,65063	0,01	0,87219	0,002	0,87	2974	13	3231	29	2754	21	-8,6
jd_22	131	468	0,28	7,7539	0,10	0,41344	0,005	0,86527	0,002	0,87	2203	11	2231	21	2131	22	-1,3
jd_24	69	363	0,19	7,94564	0,10	0,42466	0,005	0,86106	0,002	0,86	2225	12	2282	21	2129	22	-2,5
jd_25	127	303	0,42	13,12591	0,16	0,51285	0,01	0,88001	0,002	0,88	2689	12	2669	24	2663	20	0,7
jd_26	160	231	0,69	17,3064	0,21	0,6371	0,01	0,88593	0,002	0,89	2952	12	3178	27	2766	20	-7,6
jd_27	149	371	0,40	14,49742	0,18	0,54512	0,01	0,88410	0,002	0,88	2783	12	2805	25	2732	20	-0,8
jd_28	342	380	0,90	10,85712	0,13	0,48881	0,005	0,88316	0,002	0,88	2511	11	2566	23	2432	20	-2,2
jd_29	346	401	0,86	10,67472	0,13	0,47298	0,005	0,87940	0,002	0,88	2495	11	2497	22	2460	21	-0,1
jd_32	112	147	0,76	6,9525	0,09	0,3873	0,004	0,84214	0,002	0,84	2105	12	2110	20	2072	24	-0,2
jd_33	89	203	0,44	4,3909	0,06	0,25983	0,003	0,82221	0,002	0,82	1711	11	1489	15	1965	25	13,0
jd_37	253	742	0,34	10,06149	0,11	0,38059	0,004	0,89753	0,002	0,90	2440	10	2079	18	2737	19	14,8
jd_43	48	238	0,20	14,84807	0,17	0,53923	0,01	0,89669	0,002	0,90	2806	11	2780	23	2810	20	0,9
jd_44	88	279	0,32	21,89993	0,24	0,65326	0,01	0,90676	0,003	0,91	3179	11	3241	26	3128	19	-1,9
jd_45	157	624	0,25	5,4397	0,06	0,32602	0,003	0,88375	0,001	0,88	1891	10	1819	16	1958	22	3,8
jd_46	580	602	0,96	5,14159	0,06	0,28412	0,003	0,87874	0,002	0,88	1843	10	1612	14	2105	22	12,5
jd_47	151	124	1,22	13,18403	0,16	0,53465	0,006	0,88185	0,002	0,88	2693	11	2761	24	2633	22	-2,5
jd_48	296	434	0,68	6,21794	0,07	0,31987	0,003	0,88033	0,002	0,88	2007	10	1789	16	2230	21	10,9
jd_49	210	352	0,60	10,74931	0,12	0,47662	0,005	0,89240	0,002	0,89	2502	10	2513	21	2485	21	-0,4
jd_50	144	200	0,72	8,57536	0,10	0,40013	0,004	0,86621	0,002	0,87	2294	11	2170	19	2399	23	5,4
jd_51	373	541	0,69	4,49543	0,05	0,27853	0,003	0,86034	0,002	0,86	1730	10	1584	14	1906	23	8,4

jd_55	295	534	0,55	5,1815	0,06	0,30539	0,003	0,87506	0,002	0,88	1850	9	1718	15	1998	22	7,1
jd_56	441	660	0,67	3,19649	0,04	0,21805	0,002	0,86596	0,001	0,87	1456	9	1272	11	1736	23	12,7
jd_57	154	636	0,24	5,01356	0,06	0,32364	0,003	0,86784	0,001	0,87	1822	9	1808	15	1837	23	0,8
jd_59	435	431	1,01	13,21542	0,14	0,4783	0,005	0,90211	0,002	0,90	2695	10	2520	20	2830	20	6,5
jd_60	246	169	1,46	9,43436	0,11	0,42925	0,004	0,87817	0,002	0,88	2381	10	2302	19	2450	22	3,3
jd_61	225	338	0,67	5,02848	0,06	0,32335	0,003	0,85847	0,001	0,86	1824	10	1806	15	1847	24	1,0
jd_62	169	280	0,60	4,98716	0,06	0,32535	0,003	0,84117	0,002	0,84	1817	10	1816	16	1822	25	0,1
jd_63	141	173	0,82	10,36255	0,12	0,48364	0,005	0,87799	0,002	0,88	2468	10	2543	21	2409	22	-3,1
jd_64	208	308	0,68	8,50054	0,09	0,40394	0,004	0,88436	0,002	0,88	2286	10	2187	18	2379	22	4,3
jd_65	429	442	0,97	7,96298	0,09	0,37694	0,004	0,88452	0,002	0,88	2227	10	2062	17	2386	22	7,4
jd_68	174	328	0,53	5,96573	0,07	0,32641	0,003	0,86729	0,002	0,87	1971	10	1821	15	2138	23	7,6
jd_70	68	351	0,19	5,825	0,06	0,35004	0,003	0,86987	0,002	0,87	1950	9	1935	16	1973	23	0,8
jd_71	218	318	0,69	4,9142	0,05	0,31091	0,003	0,85962	0,002	0,86	1805	9	1745	14	1882	24	3,3
jd_73	353	299	1,18	3,99154	0,05	0,26122	0,003	0,83103	0,002	0,83	1633	9	1496	13	1822	25	8,4
jd_75	113	287	0,39	8,91698	0,10	0,34131	0,003	0,88404	0,003	0,88	2330	7	1893	8	2746	24	18,7
jd_80	306	513	0,60	6,59047	0,07	0,32076	0,003	0,88300	0,002	0,88	2058	9	1794	14	2345	22	12,9
jd_84	162	667	0,24	13,17862	0,13	0,49122	0,004	0,89860	0,002	0,90	2693	9	2576	19	2792	20	4,3
jd_85	226	231	0,98	8,6542	0,09	0,39664	0,004	0,87710	0,002	0,88	2302	10	2154	17	2448	22	6,5
jd_86	419	454	0,92	6,81105	0,07	0,32622	0,003	0,87942	0,002	0,88	2087	9	1820	14	2374	22	12,8
jd_87	339	522	0,65	4,60056	0,05	0,26725	0,002	0,85151	0,002	0,85	1749	9	1527	12	2039	24	12,7
jd_88	91	478	0,19	6,90033	0,07	0,31695	0,003	0,88329	0,002	0,88	2099	9	1775	14	2445	22	15,4
jd_89	323	815	0,40	6,88285	0,07	0,3143	0,003	0,88639	0,002	0,89	2097	9	1762	13	2455	21	16,0
jd_90	140	234	0,60	11,85078	0,12	0,46628	0,004	0,88531	0,002	0,89	2593	10	2467	19	2704	22	4,8

• **Annexe 6 : Analyses Ar-Ar**

❖ **Tableau 1 : Données de datation Ar/Ar sur muscovites des métapélites de Nkob**

MP07 - Muscovite													
Steps	T		36Ar(a) [V]	37Ar(ca) [V]	38Ar(cl) [V]	39Ar(k) [V]	40Ar(r) [V]	Age (Ma)	± 2s	40Ar(r)	39Ar(k)	Ca/K	Cl/K
35_MP07 MUSCOVITE A12 45	45 °C		0,0448	0,000	0,0000	0,484	53,081	335	16	79,85	0,53	0,000	0,000
36_MP07 MUSCOVITE A12 46	46 °C		0,0937	0,000	0,0323	1,263	239,707	546	11	89,55	1,38	0,000	0,014
37_MP07 MUSCOVITE A12 47	47 °C	4	0,1315	0,040	0,0189	8,144	1691,411	590	2	97,73	8,87	0,009	0,001
39_MP07 MUSCOVITE A12 47BIS	47 °C	4	0,0643	0,250	0,0369	12,565	2609,817	590	2	99,27	13,68	0,038	0,002
40_MP07 MUSCOVITE A12 47TER	47 °C	4	0,0128	0,000	0,0000	9,527	1991,619	594	1	99,80	10,37	0,000	0,000
41_MP07 MUSCOVITE A12 48	48 °C	4	0,0191	0,000	0,0379	8,066	1681,765	592	3	99,66	8,78	0,000	0,003
5_MP07 MUSCOVITE A12 49	49 °C	4	0,0566	0,091	0,0000	20,438	4257,965	592	2	99,60	22,26	0,008	0,000
6_MP07 MUSCOVITE A12 49BIS	49 °C	4	0,0218	0,000	0,0241	12,632	2629,264	591	4	99,75	13,76	0,000	0,001
7_MP07 MUSCOVITE A12 49TER	49 °C	4	0,0036	0,023	0,0181	1,359	268,905	566	36	99,59	1,48	0,032	0,007
9_MP07 MUSCOVITE A12 50	50 °C	4	0,0032	0,033	0,0124	2,097	426,031	579	24	99,77	2,28	0,029	0,003
10_MP07 MUSCOVITE A12 55	55 °C	4	0,0035	0,190	0,0006	3,172	659,656	591	16	99,84	3,45	0,113	0,000
11_MP07 MUSCOVITE A12 60	60 °C	4	0,0067	0,410	0,0397	12,087	2526,826	594	4	99,92	13,16	0,064	0,002

NK44 - Muscovite

Steps	T		36Ar(a) [V]	37Ar(ca) [V]	38Ar(cl) [V]	39Ar(k) [V]	40Ar(r) [V]	Age (Ma)	± 2s	40Ar(r)	39Ar(k)	Ca/K	Cl/K
21_NK44 MUSCOVITE A11 45	45 °C		0,0319	0,283	0,0000	0,645	110,590	500,159	22,469	92,07	1,44	0,828	0,000
25_NK44 MUSCOVITE A11 48	48 °C	4	0,0653	0,000	0,0298	16,480	3430,890	591,519	1,009	99,43	36,78	0,000	0,001
27_NK44 MUSCOVITE A11 48	48 °C	4	0,0135	0,000	0,0212	9,864	2054,140	591,656	1,934	99,80	22,01	0,000	0,001
28_NK44 MUSCOVITE A11 49	49 °C	4	0,0057	0,000	0,0008	2,863	582,699	580,106	6,876	99,70	6,39	0,000	0,000
29_NK44 MUSCOVITE A11 51	51 °C	4	0,0075	0,000	0,0433	7,662	1582,391	587,467	3,546	99,86	17,10	0,000	0,003
31_NK44 MUSCOVITE A11 53	53 °C	4	0,0034	0,000	0,0324	1,498	299,064	570,696	10,893	99,66	3,34	0,000	0,012
32_NK44 MUSCOVITE A11 60	60 °C	4	0,0094	0,000	0,0095	5,798	1198,412	587,858	4,152	99,76	12,94	0,000	0,001

❖ **Tableau 2 : Données de datation Ar/Ar sur amphibole de l'amphibolite du gisement de Nkob**

DDN02 - A10													
Steps	T		³⁶ Ar(a) [V]	³⁷ Ar(ca) [V]	³⁸ Ar(cl) [V]	³⁹ Ar(k) [V]	⁴⁰ Ar(r) [V]	Age (Ma)	± 2s	⁴⁰ Ar(r)	³⁹ Ar(k)	Ca/K	Cl/K
26_DDNO2 A10 47	47 °C	4	3,5420	3,041	0,1042	1,077	50,981	152,565	16,448	4,60	2,52	5,329	0,054
27_DDNO2 A10 51	51 °C	4	0,6607	5,823	0,2430	2,675	243,467	282,633	5,182	55,24	6,27	4,107	0,051
31_DDNO2 A10 54	54 °C	4	0,3990	17,717	0,0871	5,798	681,481	357,368	2,229	85,11	13,60	5,766	0,008
32_DDNO2 A10 56	56 °C	4	0,1709	56,631	0,2079	10,780	1668,107	457,179	1,262	97,03	25,28	9,912	0,011
33_DDNO2 A10 57	57 °C	4	0,0623	25,373	0,0967	5,342	780,888	434,682	2,878	97,67	12,53	8,962	0,010
35_DDNO2 A10 58	58 °C	4	0,0219	9,934	0,0746	2,281	327,779	428,059	6,931	98,04	5,35	8,216	0,018
36_DDNO2 A10 60	60 °C	4	0,0215	12,750	0,0403	2,171	347,688	471,248	6,774	98,18	5,09	11,081	0,010
37_DDNO2 A10 64	64 °C	4	0,0267	13,138	0,0273	2,450	357,619	434,142	5,943	97,81	5,74	10,118	0,006
5_DDNO2 A10 70	70 °C	4	0,0656	35,493	0,1096	5,518	802,532	432,704	5,102	97,61	12,94	12,135	0,011
6_DDNO2 A10 76	76 °C	4	0,0498	19,176	0,0796	4,553	573,111	380,191	5,220	97,46	10,68	7,946	0,010

DDN02 - A1

steps	T		36Ar(a) [V]	37Ar(ca) [V]	38Ar(cl) [V]	39Ar(k) [V]	40Ar(r) [V]	Age (Ma)	± 2s	40Ar(r)	39Ar(k)	Ca/K	Cl/K
6_DDNO2 A1 46	46 °C	4	1,2343	2,227	0,0941	2,435	50,851	69	3	12,13	4,22	1,725	0,022
7_DDNO2 A1 48	48 °C	4	0,3538	4,194	0,0712	5,104	183,547	117	1	63,46	8,85	1,550	0,008
9_DDNO2 A1 50	50 °C	4	0,2650	4,787	0,1084	4,547	268,581	188	2	77,23	7,88	1,986	0,013
10_DDNO2 A1 52	52 °C	4	0,2155	11,712	0,1745	5,479	578,137	324	2	89,98	9,50	4,033	0,018
11_DDNO2 A1 54	54 °C	4	0,1365	37,529	0,1764	7,509	1042,966	415	2	96,23	13,02	9,430	0,013
13_DDNO2 A1 55	55 °C	4	0,0859	35,286	0,2119	7,362	1010,693	411	2	97,52	12,76	9,043	0,016
16_DDNO2 A1 56	56 °C	4	0,0792	30,624	0,1812	6,640	921,757	415	2	97,49	11,51	8,701	0,015
17_DDNO2 A1 58	58 °C	4	0,0277	10,760	0,0915	2,586	337,956	393	7	97,61	4,48	7,852	0,020
18_DDNO2 A1 62	62 °C	4	0,0508	20,459	0,1007	4,493	589,217	395	4	97,48	7,79	8,592	0,013
20_DDNO2 A1 68	68 °C	4	0,0327	16,288	0,0912	3,863	489,680	383	5	98,04	6,70	7,955	0,013
21_DDNO2 A1 75	75 °C	4	0,0620	25,868	0,1383	7,655	901,489	358	2	97,98	13,27	6,376	0,010