



**HAL**  
open science

# Caractérisation métallogénique et origine des minéralisations à fluorite de Bou-Izourane (Tamazeght, Haut Atlas Central Marocain)

Jamal Achmani

► **To cite this version:**

Jamal Achmani. Caractérisation métallogénique et origine des minéralisations à fluorite de Bou-Izourane (Tamazeght, Haut Atlas Central Marocain). Géologie appliquée. Université Paris-Saclay; Université Mohammed Premier Oujda (Maroc), 2023. Français. NNT: 2023UPASJ030. tel-04379849

**HAL Id: tel-04379849**

**<https://theses.hal.science/tel-04379849v1>**

Submitted on 8 Jan 2024

**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.

# Caractérisation métallogénique et origine des minéralisations à fluorite de Bou-Izourane (Tamazeght, Haut Atlas Central Marocain)

*Metallogenic characterization and origin of fluorite mineralization in the  
Bou-Izourane district (Tamazeght, Moroccan Central High Atlas)*

**Thèse de doctorat de l'université Paris-Saclay et de l'université  
Mohammed Premier (Maroc)**

École doctorale n°579 : Sciences Mécaniques et Energétiques, Matériaux et  
Géosciences (SMEMaG)

Spécialité de doctorat : Géosciences

Graduate School : Géosciences, climat, environnement et planètes

Référent : Faculté des sciences d'Orsay

Thèse préparée dans les unités de recherche **GEOPS (Université Paris-Saclay, CNRS)**  
et **2GPMH (Université Mohammed Premier)**, sous la direction de  
**Jocelyn BARBARAND**, Professeur, la co-direction de **Ilham Chraïbi**,  
Professeure, et **Thomas BLAISE**, Maître de Conférences

**Thèse soutenue à Oujda, le 20 novembre 2023, par**

**Jamal ACHMANI**

## Composition du Jury

Membres du jury avec voix délibérative

<b>Mohamed JADID</b> Professeur, Université Mohammed Premier	Président
<b>Antonin RICHARD</b> Maître de Conférences-HDR, Université de Lorraine	Rapporteur & Examineur
<b>El Hassan TALBI</b> Professeur, Université Mohammed Premier	Rapporteur & Examineur
<b>Nasrddine YOUBI</b> Professeur, Université Cadi Ayyad	Rapporteur & Examineur
<b>Antonio BENEDICTO</b> Professeur, Université Paris-Saclay	Examineur

## THESE EN COTUTELLE INTERNATIONALE

Pour l'obtention du grade de :  
**Docteur en Géosciences**

**Thèse de doctorat de l'université Mohammed Premier et  
de l'université Paris-Saclay (France)**

Centre d'Etudes Doctorales : **Sciences et Techniques**  
Faculté des Sciences d'Oujda

Formation Doctorale : **Géosciences**

Spécialité : **Pétrologie, Géochimie et Métallogénie**

Caractérisation métallogénique et origine des  
minéralisations à fluorite de Bou-Izourane  
(Tamazeght, Haut Atlas Central Marocain)

**Thèse soutenue à Oujda, le 20 novembre 2023, par**

**Jamal ACHMANI**

### Composition du Jury

<b>Mohamed JADID</b> Professeur, Université Mohammed Premier	Président
<b>Antonin RICHARD</b> Maître de Conférences-HDR, Université de Lorraine	Rapporteur & Examineur
<b>El Hassan TALBI</b> Professeur, Université Mohammed Premier	Rapporteur & Examineur
<b>Nasrddine YOUNIS</b> Professeur, Université Cadi Ayyad	Rapporteur & Examineur
<b>Antonio BENEDICTO</b> Professeur, Université Paris-Saclay	Examineur
<b>Ilham CHRAIBI</b> Professeure, Université Mohammed Premier	Directrice de thèse
<b>Jocelyn BARBARAND</b> Professeur, Université Paris-Saclay	Directeur de thèse
<b>Thomas BLAISE</b> Maître de Conférences, Université Paris-Saclay	Co-encadrant de thèse

**Titre :** Caractérisation métallogénique et origine des minéralisations à fluorite de Bou-Izourane (Tamazeght, Haut Atlas Central Marocain)

**Mots clés :** Haut Atlas Marocain ; Gisements de fluorite ; Bou-Izourane ; Complexe magmatique Eocène de Tamazeght ; Carbonatite de Tamazeght

**Résumé :** Les gisements d'exploitation de fluorite du district de Bou-Izourane, dans le Haut Atlas Marocain, comprennent au moins sept sites minéralisés à proximité du complexe magmatique de Tamazeght, d'âge Eocène moyen à tardif. Ces gisements sont situés dans des formations sédimentaires du Jurassique inférieur, des roches magmatiques et des skarns de Tamazeght, sous forme de cavités, de failles orientés N20, N50-80 et N120 et le long de joints stratiformes. Les inclusions fluides de la fluorite (F12) encaissée dans les marnes et les carbonates du Jurassique inférieur (Bou-Izourane, Bou-Kharouba, et Takkat) présentent des salinités faibles (1,5 à 3 wt % equiv. NaCl) et des températures d'homogénéisation comprises entre 91°C et 159°C. En revanche, les inclusions fluides dans les fluorites (F11) de Tabja, Tamazeght et Meghsan présentent la même gamme de salinité, mais avec des températures d'homogénéisation (Th) plus élevées (99°C à 241°C), et une phase vapeur contenant du CO<sub>2</sub>. Des phases solides secondaires, telles que la nahcolite, la strontianite et les carbonates, ont été identifiées dans ces inclusions fluides. Seule la fluorite (F11) de Bou-Imtessene présente des salinités élevées (~18 wt % equiv. NaCl) et des températures d'homogénéisation intermédiaires comprises entre 126 °C et 187 °C. Ces fortes salinités locales à Bou-Imtessene et la présence de la nahcolite et de carbonates secondaires dans les inclusions fluides des fluorites de Tabja, Tamazeght et Meghsan, reflètent la participation de fluides tardi-magmatiques (carbonatitiques) dans la précipitation de la

fluorite (F11) pendant le stade magmatique filonien de Tamazeght (40-35 Ma). La composition isotopique  $\delta^{18}\text{O}$  (-5,5 et -1,6‰ v-SMOW) du fluide qui a précipité les calcites de Tabja (Th le plus élevé) et de Bou-Izourane (Th le plus bas) indique une origine météorique. Les Th et salinités des inclusions fluides dans les fluorites et calcites étant similaires pour ces sites, une origine météorique pour les fluides ayant précipité la fluorite est également proposée. La fluorite présente une distribution des terres rares largement similaire à celle des carbonatites de Tamazeght, ce qui suggère que les terres rares sont dérivées des fluides carbonatitiques (tardi-magmatiques) (F11) et des carbonatites par l'altération hydrothermale (F12). Les gisements de fluorite dans la région de Bou-Izourane ont une double origine. La fluorite qui s'est formée en présence de fluides carbonatitiques (tardi-magmatique) à la fin de l'Eocène correspond au premier stade de fluorite (F11). D'autre part, la fluorite d'origine hydrothermale météorique qui a précipité dans les formations marneuses carbonatées du Lias représente le deuxième stade de fluorite (F12). Ensuite, la calcite d'origine hydrothermale météorique s'est formée dans les fractures recoupant les deux stades de fluorite (F11 et F12). Le dernier événement correspond à une phase de silicification avec dissolution de la fluorite et de la calcite. Ce travail offre une perspective sur l'origine et l'histoire de la formation des gisements de fluorite situés à proximité des complexes magmatiques de type syénitique-carbonatitique.

**Title:** Metallogenic characterization and origin of fluorite mineralization in the Bou-Izourane district (Tamazeght, Moroccan Central High Atlas)

**Keywords :** Moroccan High Atlas ; Fluorite deposits ; Bou-Izourane ; Eocene Tamazeght magmatic complex; Tamazeght carbonatite

**Abstract :** The fluorite mining deposits of the Bou-Izourane district, situated in the Moroccan High Atlas, encompass at least seven mineralized sites in proximity to the Tamazeght magmatic complex, with an age ranging from the Middle to Late Eocene. These deposits are found within Lower Jurassic sedimentary formations, Tamazeght magmatic rocks, and skarns. They occur in the form of cavities, fractures oriented N20, N50-80, and N120, as well as along stratiform joints. Fluid inclusions in fluorite (F12) within the marls and carbonates of the Lower Jurassic (Bou-Izourane, Bou-Kharouba, and Takkat) exhibit low salinities (1,5 to 3 wt% equiv. NaCl) and homogenization temperatures ranging from 91°C to 159°C. Conversely, fluid inclusions in fluorites (F11) from Tabja, Tamazeght, and Meghsan show a similar salinity range but with higher homogenization temperatures (99°C to 241°C) and a vapour phase containing CO<sub>2</sub>. Secondary solid daughter phases, such as nahcolite, strontianite, and carbonates, have been identified within these fluid inclusions. Only the fluorite (F11) from Bou-Imtessene exhibits high salinities (~18 wt% equiv. NaCl) and intermediate homogenization temperatures ranging from 126°C to 187°C. These high local salinities at Bou-Imtessene and the presence of secondary nahcolite and carbonates in the fluid inclusions of fluorites from Tabja, Tamazeght, and Meghsan, reflect the involvement of late-magmatic (carbonatitic) fluids in the precipitation of fluorite (F11)

during the vein-forming magmatic stage of Tamazeght (40-35 Ma). The  $\delta^{18}\text{O}$  isotopic composition (-5,5 to -1,6‰ v-SMOW) of the fluid that precipitated the calcites from Tabja (highest Th) and Bou-Izourane (lowest Th) indicates a meteoric origin. The similar homogenization temperatures (Th) and salinities of fluid inclusions in fluorites and calcites from these sites suggest a meteoric origin for the fluids that precipitated fluorite as well. The fluorite exhibits a rare earth element distribution largely akin to that of Tamazeght carbonatites, implying that the rare earth elements are derived from the late-magmatic (carbonatitic) fluids (F11) and carbonatites through hydrothermal alteration (F12). The fluorite deposits in the Bou-Izourane region have a dual origin. Fluorite formed in the presence of late-magmatic (carbonatitic) fluids at the late Eocene corresponds to the first stage of fluorite (F11). On the other hand, meteoric hydrothermal-origin fluorite that precipitated within the marly carbonate formations of the Lower Jurassic represents the second fluorite stage (F12). Subsequently, calcite formed in fractures intersecting both fluorite stages (F11 and F12). The last event corresponds to a silicification phase with the dissolution of fluorite and calcite. This study provides insight into the origin and history of the formation of fluorite deposits located near syenitic-carbonatitic magmatic complexes.



*« Le succès ne s'obtient pas en gagnant tout le temps. Le vrai succès vient quand nous nous élevons après avoir chuté. Certaines montagnes sont plus hautes que d'autres. Certaines routes plus raides les unes que les autres. Il y a des difficultés et des revers, mais vous ne pouvez pas les laisser vous arrêter. Même sur la route la plus raide, vous ne devez pas faire demi-tour »*

*Mohammed Ali*  
*(1942 - 2016)*

## Remerciements

Je suis parvenu au terme d'une étape significative de ma vie universitaire ! Ces six années de travail ont représenté un parcours long et jalonné de défis, mais également une opportunité exceptionnelle d'explorer l'expérience scientifique enrichissante et passionnante. Bien que l'ultime rédaction m'incombe, je tiens à souligner que la réalisation de ce travail n'aurait pas été possible sans le soutien précieux de nombreuses personnes que j'ai eu le privilège de rencontrer au cours de ces dernières années. Et je dois les remercier chaleureusement aujourd'hui.

Je tiens tout d'abord à exprimer ma sincère gratitude envers les membres du jury qui ont accepté de consacrer leur temps et leur expertise à l'évaluation de ce travail de thèse. C'est un honneur pour moi d'avoir Monsieur **Mohamed JADID** en tant que Président du Jury, guidant le processus d'évaluation avec sa vaste expérience en géosciences. Je suis également reconnaissant envers Monsieur **Antonin RICHARD**, Monsieur **Nasrddine YOUBI**, et Monsieur **El Hassan TALBI**, les rapporteurs de ma thèse, pour leurs rapports complets, détaillés et minutieux portant sur l'ensemble de ce manuscrit ! Chapeau et merci ! Leur expertise et leurs connaissances approfondies se révèlent inestimables pour l'évaluation de mon travail. De plus, je tiens à remercier chaleureusement Monsieur **Antonio BENEDICTO**, l'examineur de ma thèse, dont les points de vue et les commentaires ont joué un rôle essentiel dans l'évaluation globale de mon travail. Sa présence au sein de ce jury renforce ma confiance à la qualité et à la rigueur de cette évaluation. Je suis honoré d'avoir été soutenu par une équipe aussi distinguée, et je suis reconnaissant de leur investissement et de leur contribution à l'avancement de la recherche dans le domaine des géosciences. Je vous remercie d'avoir pris la peine de vous déplacer jusqu'à Oujda ainsi que pour nos échanges passionnés et très enrichissants.

Je tiens à exprimer ma profonde gratitude à ma Directrice de thèse, Madame **Ilham CHRAIBI**, pour la confiance qu'elle m'a accordée en acceptant de m'intégrer à ce projet de recherche. Je suis extrêmement reconnaissant pour tous les sacrifices humains et financiers et le temps précieux qu'elle m'a consacré, malgré ses multiples responsabilités. Son expertise approfondie et sa compréhension pointue de la géologie des ressources minérales, notamment de la fluorite, ont été d'une valeur inestimable. Ses conseils précieux m'ont guidé et formé avec finesse, me permettant de surmonter les difficultés et de mener cette belle aventure sur la bonne voie. Son soutien à une place très spéciale dans mon cœur, et elle a toujours su me faire sentir comme son fils.

Je souhaite également exprimer ma sincère gratitude à mon Directeur de thèse Monsieur **Jocelyn BARBARAND** pour son accompagnement tout au long de ce parcours. Sa nature calme et son

## Remerciements

---

expérience ont été des atouts précieux pour la réussite de ce travail. De plus, son expérience en tant que chercheur chevronné a été un avantage considérable. Ses connaissances approfondies et sa compréhension du domaine, en particulier de la géologie de l'Atlas Marocain et de l'étude du zircon et de l'apatite, ont été essentielles pour me guider dans mes recherches et m'orienter vers les meilleures approches. Je suis profondément reconnaissant pour m'avoir accompagné jusqu'à l'aéroport lors d'une journée particulièrement pluvieuse. Ce geste témoigne de la relation de confiance et de respect mutuel que nous avons développée au fil de notre collaboration. Sa volonté d'aller au-delà de ses responsabilités de directeur de thèse pour m'aider dans des aspects pratiques de ma vie témoigne de son caractère exceptionnel.

Enfin et surtout, je tiens à exprimer ma profonde gratitude infinie à mon co-encadrant Monsieur **Thomas BLAISE**. Son soutien inestimable, sa guidance et sa collaboration ont joué un rôle clé dans la réalisation de cette thèse. Thomas a été un mentor exceptionnel, toujours prêt à partager ses idées et à fournir des conseils avisés. Je suis extrêmement reconnaissant d'avoir pu bénéficier de sa supervision tout au long de cette aventure intellectuelle. Sa présence a été une source constante d'inspiration et de motivation pour moi. Ses connaissances approfondies et sa passion pour la recherche ont contribué de manière significative à l'enrichissement de mes travaux. Merci pour votre accueil chaleureux lors de ma première arrivée au laboratoire Géosciences Paris-Saclay (GEOPS) ainsi que pour votre aide financière et morale dans l'installation et la recherche d'un logement durant mes premiers jours en France.

Mes remerciements s'adressent également à tous les **membres du laboratoire GEOPS**, en particulier à ceux de l'**équipe RBR**. Monsieur **Yves MISSENERD**, je tiens à vous remercier tout particulièrement pour vos explications passionnées sur les types des failles et l'utilisation des mesures structurales dans Win-Tensor. Votre expertise et votre dévouement ont grandement contribué à approfondir ma compréhension des aspects techniques de mon travail. Monsieur **Bertrand SAINT-BEZAR**, je vous suis reconnaissant pour vos éclaircissements sur les contraintes tectoniques. Vos connaissances approfondies et votre volonté de partager vos insights ont été d'une grande valeur pour ma recherche. Votre soutien et vos éclaircissements ont été d'une aide précieuse dans la compréhension des mécanismes géologiques impliqués dans mon sujet d'étude. Je souhaite également exprimer ma reconnaissance à vous deux pour m'avoir fourni des exemplaires de vos thèses, mais aussi pour votre participation aux réunions de comité de suivi. Votre présence et vos précieux commentaires lors de ces réunions ont grandement enrichi mon travail et ont permis d'orienter mes recherches dans la bonne direction. Enfin, j'espère avoir l'opportunité de vous revoir au Maroc, chers chefs ! Monsieur **Carlos PALLARES**, merci pour vos clarifications sur le comportement des éléments chimiques, notamment les terres rares pendant l'altération des roches magmatiques. Votre expertise et votre engagement ont été d'une grande valeur pour moi tout au long de mon travail de recherche. Vos explications claires et

## Remerciements

---

approfondies m'ont permis de mieux comprendre les mécanismes complexes qui régissent l'altération des roches magmatiques et le comportement des éléments chimiques impliqués. Monsieur **Cédric BAILLY**, merci pour vos mots rassurants, pour la précieuse caractérisation que vous m'avez fournie concernant les roches calcaires de ma zone d'étude et pour les tests d'alizarine que nous avons réalisés ensemble sur les carbonates. Votre expertise, votre patience et votre enthousiasme m'ont inspiré et motivé à poursuivre mes recherches avec détermination. Encore une fois, je tiens à exprimer ma profonde gratitude à Monsieur **Benjamin BRIGAUD** pour sa formation sur le fonctionnement de la cathodoluminescence. Ses connaissances et son expertise dans ce domaine ont été d'une valeur inestimable pour mes travaux de recherche. Je tiens également à le remercier pour sa précieuse contribution lors des réunions de comité de suivi. Sa présence et ses conseils ont grandement enrichi mes réflexions et m'ont permis de progresser dans mes travaux.

Merci Monsieur **Philippe BOULVAIS** pour votre précieuse contribution lors des réunions de comité de suivi, et pour les nombreuses discussions approfondies que nous avons eues. Vos commentaires et vos conseils m'ont permis d'améliorer mes travaux de recherche et de progresser dans ma réflexion.

Je tiens à exprimer ma profonde gratitude à tous les membres du département de géologie à la faculté des sciences d'Oujda, en particulier à M. **El Hassan TALBI**, M. **Mohammed ET-TOUHAMI**, M. **Mohammed BOUABDELLAH**, M. **Fouad TALBI** et M. **Said BENGAMRA** pour leur contribution à mon succès académique et leur soutien dans les démarches administratives à la faculté des sciences d'Oujda. Leur assistance a été d'une grande aide pour naviguer dans les formalités et les procédures universitaires. Je suis reconnaissant de leur engagement et de leur disponibilité tout au long de mon parcours doctoral. Je tiens à remercier spécialement M. **El Hassan TALBI** et M. **Mohammed BOUABDELLAH** pour leur participation active aux réunions de l'état d'avancement de ma thèse. Leurs commentaires constructifs, leurs conseils éclairés et leur expertise ont grandement enrichi ma recherche et m'ont permis d'améliorer la qualité de mon travail. Je souhaite exprimer ma gratitude envers M. **Abderrazak EL ALBANI** et M. **Addi AZZA** pour leurs conseils avisés et les discussions enrichissantes que nous avons eues lors des Journées Doctoriales des Géosciences et du Génie Civil (JDGGC, 2019) à la Faculté des Sciences d'Oujda.

Merci à tous les ingénieurs qui assurent le bon fonctionnement de GEOPS et qui guident les étudiants et les thésards de manière exemplaire ! Je souhaite particulièrement remercier Mme. **Claire BOUKARI** pour sa gentillesse et son aide précieuse dans les préparations des échantillons, notamment pour les manipulations liées aux plots, à la séparation densimétrique et magnétique, ainsi qu'au tri des minéraux lourds. En plus de son professionnalisme, je tiens à souligner sa générosité envers l'équipe. Les gâteaux et les cerises qu'elle a partagés lors de nos échanges ont créé une atmosphère chaleureuse

## Remerciements

---

et conviviale au laboratoire. Un grand merci à M. **Frédéric HAURINE** pour sa formation de l'école doctorale sur l'ICP-MS et pour son assistance précieuse lors de l'analyse en LA-ICP-MS. Sa connaissance approfondie de ces techniques analytiques avancées et sa capacité à les transmettre de manière claire et pédagogique ont été d'une grande valeur pour moi. Sa présence et son expertise ont été inestimables pour surmonter les défis techniques et interpréter les résultats obtenus. Sa gentillesse et son empathie ont été une source de motivation et de réconfort tout au long de mon parcours et ont rendu cette collaboration très gratifiante. M. **Julius NOUET** et M. **Serge MISKA**, je tiens à vous remercier chaleureusement pour votre précieuse assistance pendant mes travaux en MEB. Votre expertise et votre soutien ont été d'une importance capitale pour m'aider à comprendre et à maîtriser cette technique, ainsi que pour interpréter les images obtenues. Merci à vous deux pour les moments de détente partagés autour d'un café dans vos bureaux. Je tiens à exprimer ma sincère gratitude à M. **Gaël MONVOISIN** pour sa formation de l'école doctorale sur ICP-MS. Sa grande expertise et son enseignement m'ont permis d'acquérir de nouvelles compétences précieuses dans l'utilisation de cette technique analytique. Je le remercie également pour sa gentillesse et sa disponibilité tout au long de nos échanges, ainsi que pour les discussions sérieuses et enrichissantes que nous avons eues. Mme. **Valérie GODARD**, je tiens à vous remercier sincèrement pour votre contribution précieuse à mes travaux de recherche. Vos lames polies ont été d'une importance capitale pour l'observation et l'analyse de mes échantillons, et elles ont permis d'obtenir des résultats de grande qualité. De plus, je tiens à vous remercier chaleureusement pour les délicieuses crêpes que vous avez préparées. Ces moments conviviaux ont apporté une touche de gourmandise et de convivialité à notre collaboration. Mme. **Rosella PINNA-JAMME**, merci pour votre gentillesse et votre implication lors de mes travaux à GEOPS. La préparation de la solution d'alizarine que nous avons réalisée ensemble a été une expérience précieuse. Votre expertise et votre savoir-faire ont été essentiels pour mener à bien cette étape importante de ma recherche. Mme. **Nathalie AUCUIT**, je tiens à vous remercier du fond du cœur pour nos innombrables discussions sur une multitude de sujets. Ces échanges ont été extrêmement enrichissants et ont contribué à élargir mes horizons de recherche. Je tiens également à vous remercier pour votre gentillesse et votre douceur, qui ont créé une atmosphère chaleureuse et conviviale au sein du laboratoire. Les fleurs devant le labo étaient une attention délicate qui a illuminé mes journées et m'a rappelé votre soutien constant.

Je tiens également à exprimer ma gratitude envers les autres membres du GEOPS; Mme. **Véronique DURAND**, M. **Emmanuel LEGER**, Mme. **Cécile QUANTIN**, Mme. **Alexandra COURTIN**, M. **Sylvain BOULEY**, M. **Hermann ZEYEN**, M. **Jacques-marie BARDINTZEFF**, M. **Jerome NAUDIN**, M. **Xavier QUIDELLEUR** et M. **Christophe COLIN**. Votre contribution à mon parcours de recherche a été précieuse et votre soutien a été inestimable ainsi que les discussions sérieuses et enrichissantes que nous avons eues. Vos connaissances, vos conseils et votre expertise ont grandement enrichi mon travail

## Remerciements

---

et ont contribué à son succès. Je suis reconnaissant d'avoir eu l'opportunité de collaborer avec vous et d'apprendre de vous tout au long de cette aventure scientifique.

Mes remerciements vont aussi à M. **Xavier QUIDELLEUR** pour son rôle de supervision et de suivi des doctorants au Laboratoire GEOPS. Sa présence et ses conseils ont été d'une grande aide tout au long de ces années de thèse. Je souhaite également remercier chaleureusement tout le personnel administratif du laboratoire et de l'Ecole Doctorale SMEMaG, notamment Mme. **Kim HO**, Mme. **Mylène VIARD**, Mme. **Catherine THIERY**, Mme. **Catherine CROZET-LUCAS** et Mme. **Georgette RABOUX**, pour leur précieuse contribution. Leur expertise et leur dévouement dans la gestion administrative ont grandement facilité le bon déroulement de mon travail de recherche.

Je tiens à exprimer ma sincère gratitude envers M. **Abdelmalek AZIZI** pour sa précieuse aide dans les démarches administratives du Centre d'Etudes Doctorales Sciences et Techniques à la faculté des sciences d'Oujda. Sa disponibilité, son professionnalisme et son dévouement ont grandement facilité les procédures administratives, me permettant ainsi de me concentrer pleinement sur mes travaux de recherche.

J'adresse mes sincères remerciements aux diverses équipes de recherche qui ont apporté une contribution essentielle à la réussite de ce travail, notamment l'équipe du **laboratoire des Géosciences de Rennes** à l'Université de Rennes 1, celle du **laboratoire GeoRessources** à l'Université de Lorraine, ainsi que l'équipe du **laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement (LSCE)** et l'équipe de **Camparis** à Sorbonne Université. Votre collaboration a été précieuse pour l'avancement de cette recherche.

Je tiens à exprimer ma profonde gratitude envers mes collègues de recherche à GEOPS ainsi qu'au département de géologie de la faculté des sciences d'Oujda. Je souhaite adresser mes remerciements spéciaux à **Fares AZZAM**, **Louise LENOIR**, **Quentin DELOUME-CARPENTRAS**, **Stéphane AL REDA**, **Kevin MOREAU**, **Perrine MAS**, **Oriane PARIZOT**, **Hugo PIERROT**, **Stephen BROWN**, **Amélie PLAUTRE**, **Virgile MALAREWICZ**, **Gael THERY**, **Titouan HARROUET**, **Alice KARSENTI**, **Agathe JULLIEN-SICRE**, **Louise DARRICAU**, **Maxime CATINAT**, **Beatrix HELLER**, **Raphael DURU** et **Maeve EYNARD-SUAREZ**. Je souhaite particulièrement remercier **Said ADARDOR**, **Abdellah AZOUGAY**, **Oussama ZEMRI**, **Ayoub LAZAAR**, **Khadra ZAID**, **Mohammed BENAMRANE**, **Mohammed CHERAI**. Leur contribution, leur soutien et leur collaboration ont été essentiels tout au long de mon parcours de recherche. Leurs connaissances, leur expertise et leur engagement ont grandement enrichi mes travaux et ont contribué à la réussite de ma thèse. Je suis reconnaissant de pouvoir compter sur leur amitié et leur disponibilité. Je leur souhaite à tous bon courage dans leurs projets et leurs futures recherches. Je voudrais également remercier certains collègues en géologie, notamment **Mehdi OUSBIH**, **Driss**

## Remerciements

---

**YAAGOUB, Abdelhafed BARZOUK, Abdelhak MOUMOU** et **Abdelhak IJAAJAANE**, et je suis reconnaissant d'avoir eu l'opportunité de discuter avec eux.

Mes remerciements vont également au directeur et aux membres de la société «**Global Mines**», notamment M. le directeur **Lhou LMARBOUH**, ainsi que M. **Brahim ZEGAN**, M. **Mustapha BOUSSIF**, M. **Abdellah BENJLOUL**, M. **Hammou AZZI**, **Lhou, Said, Ha** et **Hmad**. Je tiens également à remercier les collaborateurs de terrain, M. **Soufiane BOUDRIF**, M. **Hassan BOUNAJMA**, M. **El Yazid EL IDRISSE**, M. **Ismail BELAOUD**, M. **Tristan MANTOY** et M. **Mohamed HACHE**, pour leur contribution à la réalisation de cette recherche.

Je tiens à exprimer ma profonde gratitude envers mon cher ami, collègue et frère de cœur, **Said COURBA** pour son soutien inconditionnel à travers les hauts et les bas, en particulier lors des moments les plus difficiles. Sa présence à mes côtés a été d'une valeur inestimable, et je suis reconnaissant de pouvoir compter sur lui dans tous les aspects de ma vie. Les moments que nous avons partagés sur le terrain ont été mémorables, remplis de travail acharné, d'exploration et de découvertes. Les délicieux repas que nous avons savourés ensemble sur le terrain ont ajouté une touche de convivialité et de plaisir à nos journées bien remplies. Je suis profondément reconnaissant de pouvoir appeler cet individu mon ami, mon collègue et mon frère, et je le remercie du fond du cœur pour sa présence constante, son soutien inébranlable et notre lien spécial. A **Abdelaziz EL BASBAS** et **Abdessalam OUALLALI**, merci pour tous vos précieux conseils, que vous m'avez prodigués. Vos connaissances approfondies et votre expérience dans notre domaine m'ont été d'un grand secours pour moi. Je vous suis reconnaissant d'avoir pu bénéficier de vos éclairages.

Je voudrais adresser mes derniers mots à ma famille. À **ma grand-mère**, je souhaite exprimer ma gratitude pour tes précieux conseils et ton soutien inconditionnel béni. Mes remerciements les plus sincères vont à **mes parents**, sans qui rien de tout cela n'aurait été possible. Merci de m'avoir encouragé et soutenu tout au long de mes études, même lors des moments difficiles. Vous m'avez toujours poussé à donner le meilleur de moi-même, et je suis reconnaissant pour votre soutien inébranlable. À mes frères, **Mohamed** et **Soufiane**, merci pour votre soutien. J'espère sincèrement vous avoir rendus fiers !

Je tiens à exprimer ma reconnaissance à **ma femme**, qui a partagé ma vie ces dernières années et qui m'a accompagné jusqu'à la dernière étape de ma thèse. Ton soutien et ton amour ont été une source d'inspiration et de force pendant ce parcours. Je voudrais dédier ce travail à notre bébé **Mohamed Anis**, car il représente un nouveau chapitre rempli d'espoir et de bonheur pour nous, symbolisant notre amour et notre engagement à construire un avenir brillant ensemble.

## AVANT-PROPOS

Ce document présente une étude métallogénique approfondie axée sur l'origine des minéralisations à fluorite de Bou-Izourane. En utilisant une approche pluridisciplinaire intégrant des observations structurales, pétrographiques, géochimiques et géochronologiques, cette étude vise à établir un modèle géologique conceptuel robuste afin de mieux comprendre les sources des fluides responsables des minéralisations à fluorite, ainsi que leurs caractéristiques physico-chimiques, leurs mécanismes de transport et de dépôt, et leur âge.

Mon histoire avec la fluorite de Bou-Izourane a commencé lors de mon Master en 2017. L'étude s'est concentrée sur quelques sites, notamment Bou-Izourane et Bou-Kharouba en exploitation, ainsi que les sites de Bou-Imtessene et Tabja qui étaient en exploration. Bien que le travail ait été préliminaire, il a abouti à la réalisation d'une carte géologique de la zone d'étude, ainsi qu'à une étude pétrographique des minéralisations à fluorite et des roches magmatiques de Tamazeght.

Cette thèse en cotutelle internationale entre l'université Mohammed Premier et l'université Paris-Saclay a été supervisée par Ilham Chraïbi en tant que directrice de thèse, Jocelyn Barbarand en tant que directeur de thèse, et Thomas Blaise en tant que co-encadrant de thèse. Leurs contributions scientifiques ont nourri ce travail grâce à des échanges tout au long de mon parcours de recherche. Ces travaux de recherche ont été menés conjointement par l'équipe Pétrologie, Géochimie et Prospection minérale du laboratoire Géo-patrimoine, Géo-environnement et Prospection Minière et Hydrique (2GPMH) et l'équipe Relief, Bassins, Ressources (RBR) du laboratoire Géosciences Paris-Saclay (GEOPS).

Ce travail fait partie du projet collaboratif PHC Toubkal N° TBK/20/110 - Campus France Maroc N°43705TG, porté par Ilham Chraïbi et Thomas Blaise dans le cadre de Partenariat Hubert Curien (PHC) franco-marocain 2020-2022. La mise en œuvre de ce projet est supervisée au Maroc, par le Centre National pour la Recherche Scientifique et Technique (CNRST), et assuré en France par le Ministère de l'Europe et des Affaires étrangères (MEAE) ainsi que par le Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche (MESR). Il est financé par le

Ministère de l'Enseignement Supérieur, de la Recherche Scientifique et de l'Innovation (MESRSI) du Maroc.

Les résultats de haute qualité et leur ampleur, présentés dans cette thèse, sont le fruit de collaborations multiples, où les divers participants et collaborateurs m'ont inculqué la rigueur et la volonté nécessaires pour obtenir des résultats précis et fiables. Je tiens à exprimer ma reconnaissance envers les différents collaborateurs pour leur contribution essentielle dans la collecte des données, sans laquelle ce travail n'aurait pas été réalisable.

Les résultats principaux de cette thèse ont été présentés à travers des articles déjà publiés et en cours de préparation. C'est avec grand plaisir que je vous présente les chapitres de ma thèse, qui sont le fruit de nombreuses années de recherche approfondie et de dévouement, mettant en évidence les principaux aspects et les apports importants de chaque chapitre.

**Premier chapitre**, intitulé "*Etat de l'art et problématique*", sert de point de départ à ma thèse. Dans ce chapitre, je pose les bases théoriques et conceptuelles de ma recherche, en abordant les sources et les mécanismes qui contribuent à la formation de la fluorite dans divers types de gisements à travers le monde, et le contexte économique de la présente étude. De plus, j'examine les travaux antérieurs sur la fluorite de Bou-lzourane, en mettant en évidence les lacunes existantes et en définissant les objectifs de ma recherche.

**Partie I**, intitulé "*Méthodes et contexte géologique*", se structure en deux chapitres (chapitre 2 et 3) :

**Deuxième chapitre**, intitulé "*Echantillonnage, techniques et protocoles d'étude*", se concentre sur la présentation des gisements à fluorite de Bou-lzourane (relevé cartographique et échantillonnage). Je passe en revue les travaux pertinents dans la caractérisation et la datation de la fluorite, en analysant les approches existantes et en identifiant les problèmes non résolus. J'explore également les outils et les techniques utilisés pour mener mes expériences, en expliquant en détail les étapes suivies pour atteindre mes objectifs.

**Troisième chapitre**, intitulé "*Contexte géodynamique du Haut Atlas et Géologie du complexe de Tamazeght*", vise à fournir une compréhension approfondie du cadre

géologique dans lequel s'inscrit ma recherche. Je présente une description détaillée de la géodynamique régionale du Haut Atlas Central, en mettant l'accent sur les contraintes géodynamiques, les mouvements des plaques et les processus géologiques qui ont façonné la région au fil du temps. Ensuite, je me concentre sur le complexe de Tamazeght (Tamazert), une zone d'intérêt particulier dans ma recherche. J'expose les résultats des études antérieures menées dans cette région, en soulignant les principales caractéristiques géologiques qui la distinguent.

**Partie II**, intitulé "*Caractérisation métallogénique et Géochronologie du gisement*", se divise en deux chapitres (chapitre 4 et 5) :

**Quatrième chapitre**, "*Origine des gisements de fluorite dans le district de Bou-lzourane et ses relations avec le complexe magmatique de Tamazeght*", constitue le cœur de ma thèse. Je présente ici les résultats de mes recherches approfondies et de mes expériences menées, en identifiant les processus géologiques et les facteurs clés qui ont contribué à la formation des gisements de fluorite dans cette région, en les soutenant par des preuves tangibles. Il offre un aperçu approfondi de l'origine des fluides minéralisateurs dans le district de Bou-lzourane et établit les liens entre ces gisements et le complexe magmatique de Tamazeght. À travers le modèle géologique conceptuel que j'ai proposé, basé sur des preuves convaincantes, ma recherche contribue de manière significative à la compréhension globale de l'origine des gisements de fluorite dans le district de Bou-lzourane. Les contributions uniques de ma recherche ont un impact important sur le domaine de la géologie des ressources minérales, en fournissant de nouvelles perspectives et en élargissant notre compréhension sur les processus de formation de la fluorite.

**Cinquième chapitre**, intitulé "*Géochronologie du gisement et des roches du complexe de Tamazeght*", je présente les résultats de la géochronologie qui permettent d'établir les contraintes temporelles sur la formation de la fluorite et des roches du complexe de Tamazeght. Cela inclut la datation des échantillons de fluorite ainsi que les zircons et les apatites des roches encaissantes appartiennent au complexe magmatique de Tamazeght, à l'aide de la méthode de datation U-Pb par LA-ICP-MS. j'examine les contraintes temporelles liées à la formation de la fluorite de Bou-lzourane et des roches dans le complexe de

Tamazeght. Les âges obtenus fournissent des informations précieuses sur les événements géologiques et les processus de formation associés à la fluorite et aux roches dans cette région. L'analyse des contraintes temporelles permet de mieux comprendre la chronologie des événements géologiques et leur relation avec la formation de la fluorite et des roches du complexe de Tamazeght.

**Sixième chapitre, "*Valorisation des minéralisations fluorées du district de Bou-Izourane*"**, je présente les différentes perspectives et opportunités de valorisation des minéralisations fluorées présentes dans le district de Bou-Izourane. J'analyse les caractéristiques minéralogiques et géochimiques de ces minéralisations, ainsi que leur potentiel commercial et industriel. Je discute des applications possibles de la fluorite dans divers secteurs tels que l'industrie chimique, la métallurgie, l'optique et l'électronique. De plus, j'explore les défis et les stratégies de développement durable liés à l'exploitation et à la valorisation de ces ressources minérales. Enfin, je propose des recommandations et des pistes pour une valorisation efficace et responsable des minéralisations fluorées du district de Bou-Izourane.

Enfin, le mémoire se conclut par la section intitulée "***Conclusion générale***", dans laquelle je présente mes conclusions générales. Je récapitule les principales découvertes de ma recherche, en les replaçant dans le contexte plus large du domaine métallogénique. Je clôture ma thèse en mettant en évidence la valeur ajoutée de mes résultats pour la communauté scientifique et l'industrie minière, en mettant en avant les implications potentielles dans la recherche de nouvelles zones minéralisées, l'optimisation des techniques d'exploration et d'exploitation, ainsi que la prise de décisions éclairées en matière de gestion des ressources minérales de fluorite. En outre, je souligne les perspectives intéressantes pour de futures recherches qui découlent de mon travail.

## Table des matières

AVANT-PROPOS .....	I
Table des matières .....	V
Liste des figures .....	IX
Liste des tableaux.....	XVII
<hr/>	
Chapitre 1: Etat de l'art et problématique.....	1
1. Contexte général.....	2
2. Contexte économique de l'étude .....	4
2.1. Economie de la fluorite .....	4
2.2. Domaines d'application de la fluorite.....	6
2.3. Les exploitations de la fluorite au Maroc.....	7
3. Propriétés fondamentales de la fluorite .....	13
4. Principaux réservoirs de fluides de la lithosphère .....	14
4.1. Eau météorique .....	15
4.2. Fluide de bassin.....	15
4.3. Fluide magmatique.....	15
4.4. Fluide métamorphique .....	15
4.5. Fluide mantellique .....	15
5. Moteurs des circulations de fluides .....	16
6. Mécanismes de formation de la fluorite .....	17
6.1. Effet du changement de température .....	17
6.2. Effet du changement de pression .....	18
6.3. Changement de pH .....	18
6.4. Effet d'interactions fluide-roche .....	18
6.5. Phénomènes de dilution .....	18
7. Classification des types de gisements.....	19
7.1. Gisements de fluorite liés aux carbonatites .....	21
7.2. Gisements de fluorite liés aux intrusions alcalines.....	22
7.3. Gisements épithermaux de fluorite liée aux roches volcaniques .....	23
7.4. Gisements de fluorite de type Mississippi Valley.....	23
7.5. Gisements de fluorite liés aux granites.....	24
8. Modèles conceptuels des gisements de la fluorite .....	28
8.1. Modèle d'hydrothermalisme.....	28
8.1.1. Source météorique .....	28
8.1.2. Saumures de bassin .....	29
8.2. Modèle magmatique .....	30
8.3. Modèle magmatique-hydrothermale .....	31
9. Problématique sur les minéralisations à fluorite de Bou-lzourane .....	33
<hr/>	
<b>Partie I : Méthodes et contexte géologique.....</b>	<b>35</b>
<hr/>	
Chapitre 2 : Echantillonnage, techniques et protocoles d'étude .....	36
1. Introduction .....	37
2. Travaux de terrain et échantillons.....	38

3. Techniques d'étude de la fluorite et la relation minéralisation/roche encaissante ..39	
3.1. Caractérisations pétrographiques .....	41
3.1.1. Microscopie optique.....	41
3.1.2. Microscope à cathodoluminescence (CL) .....	41
3.1.3. Microscopie électronique à balayage .....	42
3.2. Etude des inclusions fluides .....	43
3.2.1. Pétrographie des inclusions fluides.....	45
3.2.2. Analyse microthermométrie .....	47
3.2.3. Spectroscopie Raman .....	50
3.3. Composition élémentaires des phases minérales (majeurs et traces) .....	50
3.3.1. Analyse ponctuelle LA-ICP-MS .....	50
3.3.2. Analyse par dissolution .....	52
3.4. Composition en isotopes stables du carbone et de l'oxygène .....	53
3.5. Géochronologie .....	56
3.5.1. Méthodes de datation radiogénique.....	56
3.5.2. Système U-Pb.....	58
3.5.3. Application de système géochronologique U-Pb dans les fluorites et les calcites .....	60
4. Etude des roches encaissantes.....	66
4.1. Géochimie des roches encaissantes .....	66
4.2. Géochronologie U-Pb des zircons, titanites et apatites .....	67
4.2.1. Préparations des échantillons .....	67
4.2.2. Datation U-Pb par LA-ICP-MS sur zircon, titanite et apatite .....	72

---

**Chapitre 3 : Contexte géodynamique du Haut Atlas et Géologie du complexe de Tamazeght..... 74**

1. Introduction .....	75
2. Domaines structuraux du maroc.....	75
2.1. Domaine Rifain .....	77
2.2. Domaine Mésetien .....	78
2.3. Domaine anti-atlasique et son prolongement saharien .....	79
2.4. Domaine Atlasique : (Haut et Moyen Atlas) .....	80
3. Géologie et contexte géodynamique du Haut Atlas .....	81
4. Géologie du Haut Atlas Central.....	87
4.1. Evolution géodynamique du Haut Atlas Central «Midelt-Errachidia » .....	90
4.2. Cadre stratigraphique du Haut Atlas Central «Midelt-Errachidia » .....	92
5. Magmatisme associé au Haut Atlas Central Marocain.....	96
5.1. Magmatisme du CAMP .....	96
5.2. Magmatisme jurassique-crétacé.....	97
5.3. Complexe magmatique éocène de Tamazeght (Tamazert) .....	98
5.3.1. Pétrologie et épisodes magmatiques de Tamazert .....	99
5.3.2. Activités post-magmatiques (hydrothermalisme et métasomatisme).....	102
6. Présentation du gisement : relevé cartographique et échantillonnage.....	104

---

**Partie II: Caractérisation métallogénique et Géochronologie du gisement..... 110**

**Chapitre 4 : Origine des gisements de fluorite dans le district de Bou-Izourane et ses relations avec le complexe magmatique de Tamazeght..... 111**

1. Introduction .....	112
2. Article 1 (Achmani et al., 2023): The origin of fluorite deposits in the Bou-Izourane district (Central High Atlas of Morocco) and its relationships with the Tamazeght	

magmatic complex.....	114
2.1. Introduction.....	115
2.2. Geological setting of the deposits.....	118
2.2.1. Regional geology.....	118
2.2.2. Deposit geology.....	120
2.3. Materials and methods.....	122
2.4. Results.....	124
2.4.1. Petrographic features of fluorite deposits.....	124
2.4.2. Fluid inclusions.....	129
2.4.3. Carbon and oxygen stable isotope composition.....	133
2.4.4. Fluorite elemental composition.....	134
2.5. Discussions.....	138
2.5.1. Paragenetic sequence of fluorite mineralization.....	138
2.5.2. Fluorite color insight.....	140
2.5.3. Origin of ore-forming fluids.....	141
2.5.4. Evidence of fluid-rock interactions.....	144
2.5.5. Genetic Model.....	146
2.6. Conclusions.....	149
2.7. Appendix A- Article 1.....	150
3. Données complémentaires.....	157
3.1. Comparaison des méthodes d'analyse LA-ICP-MS et ICP-MS par dissolution.....	157
3.2. Fractionnement Ho-Y et Ho-La.....	159
3.3. Signification des anomalies en Eu, Ce et Y.....	161
3.4. Evolution des ETR dans les zones de croissance.....	164
3.4.1. Fluorite.....	164
3.4.2. Calcite.....	167
3.5. Origine des halos d'irradiation dans la fluorite.....	169
4. Conclusion.....	173
<hr/>	
Chapitre 5 : Géochronologie du gisement et des roches du complexe de Tamazeght.....	175
1. Introduction.....	176
2. Article 2 ( <i>en cours de préparation</i> ): Three stages in the formation of the Tamazeght magmatic complex (central Moroccan High Atlas): Constraints from apatite, zircon and titanite U-Pb geochronology.....	176
2.1. Introduction.....	177
2.2. Contexte géologique.....	180
2.3. Méthodes.....	182
2.4. Résultats.....	184
2.5. Discussion.....	187
2.5.1. Interprétation des âges U-Pb et comparaison avec d'autres données géochronologiques.....	187
2.5.2. Trois stades dans la formation du complexe magmatique de Tamazeght.....	190
2.6. Conclusions.....	193
3. Géochronologie du gisement de Bou-Izourane (fluorite et calcite).....	194
3.1. Géochronologie U-Pb de la fluorite.....	194
3.2. Géochronologie U-Pb de la calcite.....	196
3.2.1. Calcite post- fluorite.....	196
3.2.2. Calcite de faille.....	197
3.3. Tentative d'interprétation de l'âge de cristallisation de la fluorite.....	199
3.4. Réévaluation du modèle conceptuel.....	200
4. Conclusion.....	202

---

Chapitre 6 : Valorisation des minéralisations fluorées du district de Bou-Izourane... 204

1. Introduction .....	205
2. Article 3 (Achmani et al., 2020): Virtues of fluorite-case of Bou-Izourane fluorite 206	
2.1. Introduction .....	207
2.2. Fluorite deposits and industrial applications .....	208
2.3. Materials and Methods .....	209
2.4. Fluorite in Morocco .....	211
2.5. Bou-Izourane fluorite (High Atlas, Morocco) .....	212
2.5.1. Characterization of fluorite mineralization .....	212
2.5.2. Rare earth geochemistry of the Bou-Izourane fluorite mineralization .....	214
2.6. Discussion .....	215
2.6.1. Uses and virtues of Bou-Izourane fluorite .....	215
2.7. Conclusions.....	217
3. Données complémentaires.....	218

---

Conclusion générale..... 220

1. Introduction .....	221
2. Synthèse .....	221
2.1. Caractérisation métallogénique et sources de fluides.....	221
2.2. Reconstitution de l'histoire de la genèse du gisement de fluorite .....	224
3. Perspectives .....	227
3.1. Paleocontraintes et contexte tectonique de mise en place de la fluorite .....	227
3.2. Découverte d'autres réserves exploitables (fluorite et Pb-Zn) .....	227
3.3. Précision des sources de fluides et interactions fluide-roche.....	230
3.4. Contraintes géochronologique .....	230
3.5. Considérations méthodologiques .....	231

---

Références bibliographiques..... 232

---

Annexes ..... 264

Annexe 1 : Appendix B- Article 1, Supplementary Data.....	265
Annexe 2 : Article 2- Informations complémentaires .....	285
Annexe 3 : Informations complémentaires .....	294

## Liste des figures

### Chapitre 1

---

Figure 1 1: Diagramme illustrant les ressources minérales critiques ou non critiques en fonction de la relation entre le risque d'approvisionnement et l'importance économique (European Commission, 2020 ; Rachidi et al., 2021).....	2
Figure 1.2: Carte géologique du district de Bou-Izourane au 1/30 000 <sup>e</sup> (Achmani, 2017).....	4
Figure 1.3: Histogramme montrant l'évolution et les prévisions de la production et de la demande de fluorite utilisée dans la fabrication des batteries de véhicules électriques dans le monde entre 2017 et 2030 (Fundamental Research Corp, 2021 ; U.S. Geological Survey, 2022). e: Estimation. ....	5
Figure 1.4: Graphique montrant l'évolution du prix de la fluorite aux États-Unis de 2016 à 2022 (U.S. Geological Survey, 2022). e: Estimation. ....	6
Figure 1.5 : Carte de répartition des gisements fluorés par rapport aux domaines structuraux du Maroc (Hafid et al., 2006 ; Michard et al., 2008; Ellero et al., 2020; Adardor,2022) modifiée. ....	8
Figure 1.6: Représentation de la maille élémentaire Fluorite (CaF <sub>2</sub> ) (Wyckoff, 1963 ; <a href="http://ressources.univ-lemans.fr/AccesLibre/UM/Pedago/chimie/01/06-Etat_solide/deug/caf2.html">http://ressources.univ-lemans.fr/AccesLibre/UM/Pedago/chimie/01/06-Etat_solide/deug/caf2.html</a> ).....	13
Figure 1.7: Circulations des principaux fluides minéralisateurs entre les différents réservoirs de la lithosphère (Cathelineau et al., 2011).....	16
Figure 1.8: Distribution temporelle et spatiale des gisements de fluorite dans le monde (The data are from the IMA Database of Mineral Properties (Yan et al., 2021; <a href="http://rruff.info/ima/">http://rruff.info/ima/</a> ).....	19
Figure 1.9: Distribution des différents gisements de fluorite dans le monde (Hayes et al., 2017) .....	20
Figure 1.10: Charte montrant les catégories de gisements de fluorite (Hayes et al., 2017, modifiée).....	27
Figure 1.11: Les modèles conceptuels des étapes de formation d'un gisement de fluorite: source-transport-dépôt d'après Jébrak et Marcoux (2008) modifié.....	32

### Chapitre 2

---

Figure 2.1: Stratégie méthodologique de la pétrologie, des inclusions fluides et de l'étude géochimique de la minéralisation en fluorite dans le district de Bou-Izourane. CMT : Complexe magmatique de Tamazeght. ....	40
Figure 2.2: Schéma de la préparation des échantillons dans les plots en résine. ....	41
Figure 2.3: Microscopie optique du laboratoire Géosciences Paris-Saclay .....	41
Figure 2.4: Microscope à cathodoluminescence du laboratoire Géosciences Paris-Saclay .....	42
Figure 2.5: MEB de paillasse Phenom X Pro du laboratoire Géosciences Paris-Saclay.....	43
Figure 2.6: Microphotographies montrant les principales catégories d'inclusions fluides. A. Inclusion fluide biphasée avec une phase vapeur dominante. B. Inclusion fluide biphasée avec une phase liquide dominante. C. Inclusion fluide triphasée avec un cube	

de sel (CS), un minéral en baguette (M) et d'autres solides. D. Inclusion fluide triphasée comprenant deux liquides (notés L1 et L2) immiscibles. L = liquide. V = vapeur (Dubois, 1992).....	44
Figure 2.7: Schéma montrant comment l'élongation (stretching) pendant le refroidissement (de la température de piégeage $T_0$ à la température ambiante $T_4$ ) provoque l'étranglement (necking-down) d'une inclusion fluide et la formation de multiples inclusions fluides hétérogènes (d'après Roedder, 1962).....	45
Figure 2.8: Schéma présentant le processus de la cicatrisation d'une micro-fracture ouverte dans le minéral hôte aboutissant à un plan d'inclusions fluides secondaires.....	46
Figure 2.9: Schéma de diverses inclusions fluides dans les minéraux (d'après Roedder, 1979). .....	47
Figure 2.10: Système microthermométrie LINKAM couplé à un microscope Leica du laboratoire Géosciences Paris-Saclay.....	49
Figure 2.11: Microspectromètre Raman LabRAM (Horiba) du laboratoire GeoRessources de l'Université de Lorraine.....	50
Figure 2.12: (a, b). Système du LA-ICP-MS au laboratoire Géosciences Paris-Saclay. (c). Représentation schématique du LA-ICP-MS à GEOPS (Parizot, 2021). ....	52
Figure 2.13: Etapes d'analyse géochimique par la méthode ICP-MS (Achmani et al., 2020)....	53
Figure 2.14: Valeurs $\delta^{18}\text{O}$ (a) et $\delta^{13}\text{C}$ (b) des principaux réservoirs géologiques (Hoefs, 1997 ; Hoefs, 2018).....	54
Figure 2.15: Schéma de principe de la désintégration radioactive d'un couple père-fils (P-F) en fonction du temps. ....	57
Figure 2.16: Schéma de décroissance radioactive des isotopes pères ( $^{238}\text{U}$ ou $^{235}\text{U}$ ), en isotopes fils ( $^{206}\text{Pb}$ ou $^{207}\text{Pb}$ ) au cours du temps (périodes de demi-vie respectives de 4.47 Ga et 704Ma) (Mangenot, 2017).....	59
Figure 2.17: Illustration d'une partie d'une séquence d'analyses réalisées par LA-ICP-MS et traitées sur Lolite© montrant le signal global intégré (en bleu) de standards encadrant les échantillons de fluorite et les signaux élémentaires d'une analyse complète (Lenoir, 2022).....	64
Figure 2.18: a) Evolution théorique de la ligne de régression du système isotopique U-Pb dans le diagramme de Tera-Wasserburg au cours du temps. b) Représentation spatiale en 2D de l'évolution isotopique U-Pb au cours du temps dans un échantillon (Mangenot, 2017).....	66
Figure 2.19: Etapes d'extraction et tri des apatites, des titanites et des zircons. ....	67
Figure 2.20: a) Broyeur à mâchoires est utilisé pour réduire les échantillons en petits morceaux au laboratoire Géosciences Paris-Saclay. b) Série de tamis métalliques utilisés pour séparer les fractions.....	68
Figure 2.21: Photographie et illustration schématique du procédé de séparation densimétrique des minéraux par liqueur dense (Bour, 2010, modifiée).....	69
Figure 2.22: Photographie du séparateur à barrière de type Frantz® au laboratoire Géosciences Paris-Saclay. ....	70
Figure 2.23: (a, b et c) Photographies de cristaux d'apatite, de titanite et de zircon sélectionnés pendant le tri manuel. (d, e). Images de cathodoluminescence de cristaux d'apatite et de zircon triés.....	71

Chapitre 3

---

Figure 3.1: Domaines structuraux du Maroc (Frizon de Lamotte et al., 2004; Michard et al., 2008). .....	76
Figure 3.2: L'Atlantique et le rifting de la néo-Téthys à la limite Trias-Jurassique. a) Extension de la province magmatique atlantique centrale (CAMP) à travers les continents de Gondwanan, et zoom sur la région Marocaine ; b) Géologie du Trias-Jurassique au Maroc, avec les zones de rift, les structures de bassin et le magmatisme lié au CAMP (Knight et al., 2004 modifié d'après Chabou et al. 2007) ; c) rifting asymétrique abouti le fort soulèvement de l'épaule de rift sur le côté africain (Piqué et Laville, 1995, modifié d'après Michard et al., 2008). .....	82
Figure 3.3: Colonne stratigraphique synthétique des principaux événements géologiques survenus dans le Haut Atlas central (Moussaid et al., 2023). Données compilées à partir de Hailwood et Mitchell (1971), Armando (1999), Beauchamp et al. (1996, 1999), Le Roy et al. (1998), Haddoumi et al. (2002), El Harfi et al. (2006), Teixell et al. (2007), Verati et al. (2007), Tesón et Teixell (2008), Baudon et al. (2009), Michard et al. (2011), Gradstein et al. (2012), Torres-López et al. (2014), Moragas et al. (2016), Calvin (2018). .....	85
Figure 3.4: Schémas paléogéographiques du Maroc au Trias supérieur (a), au Lias précocemoyen (b), au Jurassique supérieur (c) et au Crétacé précoce (d) (Faure-Muret et Choubert, 1971 ; Piqué, 1998, Piqué et al., 2002; Zizi, 2002 ; Courel et al., 2003 ; El Arabi, 2007 ; Jabour et al., 2004 ; Frizon de Lamotte et al., 2008, 2009 ; Moussaid et al., 2023). .....	89
Figure 3.5: Modélisation de la lithosphère, la distribution de la densité du flux thermique de surface, des anomalies gravimétriques et de la topographie à travers le Maroc : Profil 1 (Rimi et al., 2008) ; Profil 2 (Missenard et al., 2006). .....	90
Figure 3.6: Principales étapes de l'évolution des bassins atlasiques, allant de l'ouverture des bassins jusqu'à l'inversion cénozoïque (Moussaid et al., 2023). Données compilées à partir de Du Dresnay (1975, 1979), Manspeizer (1988), Aït Brahim et al. (2002), Laville et al. (2004), Leleu et al. (2016). .....	91
Figure 3.7: Lithostratigraphie des formations du Haut-Atlas central selon les données de Dubar, 1960-1962; Studer et Du Dresnay, 1980; Bernasconi, 1983; Hadri, 1993; Ettaki et al., 1996 et Milhi et al., 2002). .....	93
Figure 3.8: (a) Schéma cartographique montrant la localisation du segment de Haut Atlas central (CHA) au nord du Maroc; (b) Carte géologique montrant les roches plutoniques et volcaniques du Haut Atlas central (Teixell et al., 2003, 2007, Michard et al., 2011; Ouabid et al., 2021); (c) Age radiométrique des roches magmatiques du Haut Atlas, compilée par Souhel (1996), Frizon de Lamotte et al., 2008, modifié.....	98
Figure 3.9: (a) Carte géologique du complexe igné de Tamazert d'âge éocène (modifiée d'après Agard, 1973; Kchit, 1990; Salvi et al., 2000; Schilling et al., 2009; Marks et al., 2009; Bouabdellah et al., 2010b); (b) Ages radiométriques des roches magmatiques du Tamazeght (Tamazert). .....	100
Figure 3.10 : Diagramme montrant les stades d'évolution post-magmatique du complexe de Tamazeght (Schilling et al., 2009; modifié). .....	103
Figure 3.11: (a). Carte structurelle simplifiée du nord Marocain. (b). Carte géologique de la zone d'étude (complexe de Tamazeght et district de Bou-lzourane) (Agard, 1973; Kchit, 1990; Marks et al., 2008; Schilling et al., 2009, Bouabdellah et al., 2010b; Achmani et al.,	

2023).....	106
Figure 3.12: (a) Colonne synthétique du Haut Atlas central et oriental (El Harfi et al. 2006). (b) Colonne stratigraphique synthétique du district de Bou-lzourane.....	107
Figure 3.13: Coupes géologiques montrant la localisation des minéralisations de fluorite dans et autour du complexe magmatique de Tamazeght (l'emplacement des sections géologiques est indiqué sur la carte de la figure 3.7).....	108

#### Chapitre 4

---

Figure 4.1: (A). Simplified structural map of northern Morocco. (B). Geological setting of the study area (Tamazeght complex and Bou-lzourane district) (after Agard, 1973; Kchit, 1990; Marks et al., 2008; Schilling et al., 2009, Bouabdellah et al., 2010b, Achmani, 2017 (modified)).....	116
Figure 4.2: Photographs illustrating the types of fluorite mineralization in the Bou-lzourane district. (A, B). Fluorite vein intersecting the Liassic marly limestone formations in the central site of Bou-lzourane with a hand specimen of fluorite. (C, D). Fluorite vein intersecting the Eocene syenites of Tamazeght in the Bou-lmtessene site with a specimen of fluorite. (E, F). Fluorite occupies the strata joints between massive dolomitic limestones and marl-limestones in the Bou-lzourane site with a specimen of fluorite. (G). Fluorite in karstic cavity in massive dolomitic limestone at the site of Tabja. (H). fluorite specimen from the Tabja site with silicification patches replacing fluorite. ...	121
Figure 4.3: (A, D). Cathodoluminescence (CL) images of the paragenesis of fluorite mineralization at the Bou-lzourane site. (B). Cross polarized light photography of fluorite from the Bou-lzourane site. (C). Cross polarized light photography of calcite in fractures intersecting fluorite at the Bou-lzourane site. (E). Polarized light photography of quartz replacing fluorite and calcite in the Takkat site (F, G). Cathodoluminescence images of zoned and homogeneous calcite precipitated in the fluorite fractures at Takkat. (H, I and J). Cathodoluminescence image and reflected light images of fluorite-calcite-quartz samples from the Bou-Kharouba site. (Flmas. massive fluorite, Fleuh. euhedral fluorite). .....	125
Figure 4.4: (A, B, C). Cross polarized light, cathodoluminescence image and reflected light photographs of calcite replacing fluorite from the Tabja vein. (D, E). Plane polarized light photographs of massive and euhedral fluorite with the succession of deep blue and blue luminescent bands blue from the karst cavity of Tabja. (F). Cathodoluminescence image of the quartz (black) replacing the euhedral fluorite crystal in blue from the karst cavity of Tabja. (G, H). Plane polarized and reflected light photographs of zoned purple fluorite with quartz altering Tamazeght fluorite. (I). Cathodoluminescence image of the Tamazeght euhedral fluorite showing a blue core packed with orange calcite residues (Fl1) surrounded by homogeneous blue fluorite (Fl2). (Flmas: massive fluorite, Fleuh: euhedral fluorite). .....	126
Figure 4.5: Scanning electron microscope (SEM) photomicrographs of various petrographic properties of fluorite from Bou-lzourane and Tamazeght complex deposits. (A). Silicification (micro quartz) replacing the fluorite in the Tabja site. (B). Fluorite replaced by calcite in the Tabja site. (C). Syenite minerals replaced by fluorite at the Meghsan site. (D). Undissolved zircons packed in Meghsan fluorite. (E, F). Dissolution of zircons from Bou-lmtessene syenites and rare earths and Nb-U oxides within fluorite crystals at the Bou-lmtessene site.....	128

- Figure 4.6: (A, B). Cathodoluminescence and plane polarized light photographs showing syenite minerals (e.g., Aegirine) replaced by fluorite at the Bou-Imtessene site and calcite later precipitated in the fractures intersecting this fluorite. (C). Irradiation halos the in fluorite of the Bou-Imtessene site. (Fl. Fluorite, Flmas: Massive fluorite). (D). Plane polarized light photograph of the paragenesis of fluorite mineralization at the Meghsan site showing calcite and iron oxides filling fissures intersecting the fluorite. (E). Cathodoluminescence image of the Meghsan fluorite showing a blue core packed with orange calcite residues (F1) surrounded by homogeneous blue fluorite (F2). (F). Cathodoluminescence image of potassium feldspars in brown replaced by fluorite..... 129
- Figure 4.7: Representative plane polarized light photomicrographs of thick sections showing selected petrographic relationships and types of fluid inclusions hosted in fluorite and calcite at the various sites from the Bou-Izourane district and Tamazeght complex. 130
- Figure 4.8: Frequency histograms of homogenization temperatures for primary and secondary inclusions in fluorite and calcite crystals from Tamazeght complex and Bou-Izourane F district..... 132
- Figure 4.9: Photomicrographs of multiphase fluid inclusions in Meghsan fluorite deposit. .. 133
- Figure 4.10: Chondrite-normalized REE patterns of fluorites, calcites and hosted rocks at sites in the study area (Sun and McDonough 1989). (A, B). Bou-Imtessene. (C) Bou-Izourane. (D) Bou-Kharouba. (E) Takkat. (F) Meghsan. (G) Tabja. (H) Tamazeght..... 136
- Figure 4.11. Box-whisker diagram of (LREE/HREE) N fractionation for the fluorite from sites in the Bou-Izourane region and Tamazeght complex. N: Normalization to chondrite (Sun and McDonough, 1989)..... 137
- Figure 4.12: Box-whisker diagram of trace element concentrations for the fluorite from sites in the Bou-Izourane region and Tamazeght complex. .... 138
- Figure 4.13: General paragenetic sequence of the fluorite deposits of the Bou-Izourane district and Tamazeght complex..... 140
- Figure 4.14: (A). Pressure correction (Pc) applied on fluid inclusions hosted in calcites from the Bou-Izourane district to calculate the trapping temperature (Tt); (B). Oxygen isotopic values of calcite associated with fluorite plotted on the temperature-dependent, calcite-water oxygen fractionation curve of Zheng (1999)..... 142
- Figure 4.15: (A).  $\delta^{18}\text{O}$  versus  $\delta^{13}\text{C}$  diagram of calcites from the Bou-Izourane district. The fields for marine carbonates, magmatic and sedimentary organic matter are after Liu et al., 2007; Tamazeght (Tamazert) carbonatites is from Bouabdellah et al., 2010b; (B). Homogenization temperature (Th) versus salinity diagram of primary fluid inclusions of fluorite crystals from the Bou-Izourane district and Tamazeght complex..... 143
- Figure 4.16: (A). Logarithmic plot of Tb/Ca versus Tb/La for various fluorite from the Bou-Izourane district and and Tamazeght complex (Möller et al., 1976, 1998). The fields for Aouli fluorite, Morocco is from Margoum et al., 2015; Mushgai-Khudag fluorite, Mongolia is from Redina et al., 2020; Okorusu fluorite, Namibia is from Bühn et al., 2002. (B). Enrichment or depletion factors for different fluorite sites of Tamazeght complex and Bou-Izourane district relative to the Tamazeght carbonatite. These factors are calculated from Gagnon et al., 2003 by dividing the average concentration of an element in the fluorite by its average concentration in the Tamazeght carbonatite. 145
- Figure 4.17: Conceptual model proposed of the Tamazeght complex and Bou-Izourane district fluorite hydrothermal deposit. (A) The Tamazeght complex intrudes Ca-rich sedimentary rocks (limestones and marls); (B) Fault reactivation inherited from the

- Atlasic rifting followed by the emplacement of the lamprophyres of the Bou-Izourane district and by the per descensum circulation of meteoric waters at the interface between the intrusion and the sedimentary formations; (C) Step 2 and 3: The meteoric water heated by the intrusion ascended along the brittle faults, resulting in F-leaching from the apatite, biotite, titanite and amphibole minerals during the circulation of hydrothermal fluids in contact with the carbonatite and other rocks of the Tamazeght intrusion; Step 2': The per ascensum circulation of the F-rich late magmatic fluids. (D) Step 4: The interaction of the F-rich hydrothermal fluid with the Ca-rich host rock (limestones), leads to the precipitation of fluorite in the cavities, along the stratiform joints and faults; Step 3': Mixing of the meteoric water and of late magmatic fluids with dissolution of the Ca-rich host rock (limestones, skarns, syenites), leads to the precipitation of fluorite in the cavities and along faults. .... 148
- Figure 4.18: a) Analyse comparative des REY normalisés à la chondrite (Sun and McDonough 1989) dans la fluorite de Bou-Imetessene via les techniques d'analyse ICP-MS et LA-ICP-MS. b) Diagramme en boîte à moustaches des concentrations d'uranium et de thorium obtenues par les méthodes d'analyse ICP-MS et LA-ICP-MS dans la fluorite de Bou-Imetessene. c et d) Photographies en lumière polarisée non analysée montrant les oxydes de Nb-U emballés dans la fluorite du site de Bou-Imetessene..... 158
- Figure 4.19: a) Diagramme Y/Ho vs. La/Ho de fluorites provenant de différents sites du district de Bou-Izourane (Bau et Dulski, 1995) ; Comparaison des rapports Y/Ho de la fluorite de Bou-Izourane avec d'autres types de corps géologiques (Bau et Dulski, 1995). PAAS : Post Archean Australian Shale. .... 160
- Figure 4.20: a, c) Diagramme montrant la variation de (Eu/Eu\*) par rapport à (Ce/Ce\*) pour la fluorite et la calcite dans divers sites de la région de Bou-Izourane; b, d) Graphique de la variation des éléments des terres rares (ETR) en fonction du ratio (Y/Y\*) pour la fluorite et la calcite présentes dans les différents sites du district de Bou-Izourane. Les anomalies élémentaires en Eu (Eu/Eu\*), Ce (Ce/Ce\*) et Y (Y/Y\*) sont exprimées selon les formules données par Bau et Dulski, (1996) et Zhang et al. (2014) comme suit : (Eu/Eu\*) =  $\text{Eu}_N / (0.67\text{Sm}_N + 0.33\text{Tb}_N)$ , (Ce/Ce\*) =  $\text{Ce}_N / (0.5\text{La}_N + 0.5\text{Pr}_N)$ , (Y/Y\*) =  $\text{Y}_N / (0.5\text{Dy}_N + 0.5\text{Ho}_N)$  ; N : Normalisation à la chondrite (Sun et McDonough, 1989)..... 163
- Figure 4.21: a) Analyses LA-ICPMS dans un cristal de fluorite violette zonée (site de Tamazeght) ; b) Image en cathodoluminescence (CL) correspond au cristal de la fluorite zonée... 165
- Figure 4.22: Spectres des ETR normalisés par rapport à la chondrite (Sun et McDonough, 1989) pour les différentes zones de la fluorite zonée du site de Tamazeght. .... 166
- Figure 4.23: a) Spécimen illustre comment la fluorite entre en contact avec la calcite qui précipite ultérieurement et remplit les fissures qui traversent la fluorite dans le site de Bou-Izourane; b,c) Images obtenues par cathodoluminescence (CL) révèlent la zonation de la calcite tardive en contact de la fluorite du site de Bou-Izourane; Spectres ETR normalisés par rapport à la chondrite (Sun and McDonough 1989) pour les différentes zones de la calcite dans le site de Bou-Izourane: d) figure b; e) figure c..... 168
- Figure 4.24: Microphotographies des halos d'irradiation associés à la présence de pyrochlores dans la fluorite de Bou-Imetessene..... 169
- Figure 4.25: a, b et c) Photographies au microscope électronique à balayage (MEB) et spectres de dispersion d'énergie (EDS) des minéraux appartenant au groupe pyrochlore, qui sont inclus dans les cristaux de zircon issus de la syénite de Bou-Imetessene. d et e) Image MEB (Achmani et al., 2023) et spectres EDS des minéraux pyrochlores retrouvés dans la

## Liste des figures

---

fluorite de Bou-Imtessene en association avec la dissolution du zircon.....	170
Figure 4.26: Données WDS pour les minéraux Nb-U associés à la fluorine et les syénites du Bou-Imtessene projetées sur le diagramme triangulaire du groupe pyrochlore Nb-Ta-Ti (Hogarth 1977), modifié par la règle des 50 % selon les recommandations de Nickel (1992).....	171
Figure 4.27: Cartes par spectroscopie dispersive en longueur d'onde (WDS) des distributions élémentaires dans le groupe des pyrochlores associés à la fluorite de Bou-Imtessene. ....	172
Figure 4.28: Processus de formation des halos d'irradiations dans la fluorite de Bou-Imtessene. ....	173

## Chapitre 5

---

Figure 5.1: (a). Carte structurale simplifiée du nord du Maroc. (b). Carte géologique du complexe magmatique éocène de Tamazeght (Agard, 1973; Kchit, 1990; Marks et al., 2008; Schilling et al., 2009 ; Bouabdellah et al., 2010b ; Achmani et al., 2023), montrant la localisation des roches échantillonnées. ....	179
Figure 5.2: Diagrammes de concordance Tera-Wasserburg montrant les données $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ par rapport aux données $^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb}$ pour les roches de Tamazeght. (a) Jacupirangite-ijolite; (b) Skarn; (c) Foid- syénite; (d) Syénite à feldspath alcalin; (e) Lamprophyre... 186	186
Figure 5.3: Synthèse de la géochronologie montre la répartition de l'âge des stades magmatiques identifiés. ....	189
Figure 5.4: Schémas conceptuel illustrant les étapes de la mise en place du complexe magmatique de Tamazeght.....	192
Figure 5.5: Photographies et diagramme de Tera-Wasserburg de la fluorite de Bou-Izourane (BZ4). La fluorite du site de Bou-Izourane à donnée un âge apparent de $27.22 \pm 0.97$ Ma (MSWD = 2.1). ....	196
Figure 5.6: a-c) Demi-graben au niveau de Jbel Bou-Izourane met en évidence les mouvements tectoniques qui se produisent le long des failles qui abritent la fluorite ; d, e) Calcite de faille provenant de la faille décrochante NNE-SSW de Jbel Bou-Izourane. CL : Cathodoluminescence.....	198
Figure 5.7: Stades minéralisateurs proposés pour la fluorite dans le district de Bou-Izourane. ....	200
Figure 5.8: Modèle géochronologique proposé pour les fluorites du district de Bou-Izourane (Achmani et al., 2023, modifié). ....	201
Figure 5.9: Résumé de la géochronologie des phases d'activité magmatique et hydrothermale à Tamazeght .....	203

## Chapitre 6

---

Figure 6.1: (a) Geological map of the northern regions of Morocco [3], (b) Location of the Bou-Izourane district in the High Atlas. ....	208
Figure 6.2: (a, b) Outcrop and macroscopic appearance of Bou-Izourane fluorite, (c) final product at 97% $\text{CaF}_2$ . ....	210
Figure 6.3: Process of geochemical analyzes by the ICP-MS method.....	210
Figure 6.4: Location of fluorite sites in Morocco [7]. ....	211

## Liste des figures

---

Figure 6.5: Uranium content of Bou-Izourane fluorite samples (ICP-MS analysis).....	212
Figure 6.6: Macroscopic aspect of fluorite mineralization in sites of study area: (a) Bou-Izourane; (b) Bou-Kharouba; (c) Tabja; (d) Bou-Imtessene.....	213
Figure 6.7: Normalization diagram with chondritic values of rare earths (obtained by ICP-MS of samples from Bou-Izourane fluorite). .....	215

## Conclusion générale

---

Figure 7.1 : Synthèse des caractéristiques métallogéniques et des sources de fluides de la fluorite du district de Bou-Izourane. ....	223
Figure 7.2: Etapes de formation des minéralisations de fluorite dans la région de Bou-Izourane. ....	226
Figure 7.3: Photographies du minerai de fluorite découvert à Bou-Oustour.....	228
Figure 7.4: a) Filon de Pb-Zn-Ca recoupant les formations marno-calcaires liasiques à Bou-Izourane ; b, c) Spécimens de minéralisation en galène-calamine-calcite de Bou-Izourane.....	229

## Liste des tableaux

### Chapitre 1

---

Table 1.1: Production et réserves minières mondiales de la fluorite (U.S. Geological Survey, 2023). ND: Non disponible.....	5
Table 1.2: Les catégories industrielles de la fluorite (Féraud, 2008; Achmani et al., 2020).....	7
Table 1.3: Gisements fluorés associés aux domaines structuraux du Maroc.....	9

### Chapitre 2

---

Table 2.1: Classification des inclusions fluides en fonction de la nature des phases piégées à la température ambiante (Shepherd et al., 1985 ; Costanzo et al., 2005). L. liquide, V. vapeur, S. solide, PS. plusieurs solides.....	47
--	----

### Chapitre 4

---

Table 4.1: Geometric characteristics of the mineralization in different sites of the Bou-Izourane district and Tamazeght complex.....	122
Table 4.2: Summary of fluid inclusion microthermometric data in fluorite crystals from different sites of the Bou-Izourane district and Tamazeght complex. (N.D. – not determined). .....	131
Table 4.3: Isotopic compositions $\delta^{18}\text{O}$ V-PDB and $\delta^{13}\text{C}$ V-PDB of the calcite filling the fluorite fractures collected in the Tabja site ( $C_{\text{Ta}}$ ) and the Bou-Izourane site ( $C_{\text{Bz}}$ ).....	134
Table 4.4: Elemental composition of fluorite from the different sites of the Bou-Izourane district and Tamazeght complex. bdl: below detection limit.....	134
Table 4.5: Composition élémentaire de la fluorite zonée (en ppm).....	166
Table 4.6 : Composition élémentaire de la calcite zonée (en ppm). ....	169
Table 4.7 : Composition chimique (% en poids) des minéraux du groupe pyrochlore emballés dans la fluorite et la syénite de Bou-Imetssene. (Ld : limite de détection).....	171

### Chapitre 5

---

Table 5.1: Les unités magmatiques de Tamazeght et leurs types de roches selon les données de Jeremine, 1949 ; Agard, 1973; Kchit, 1990 ; Al-Haderi et al., 1998.....	181
Table 5.2: Localité d'échantillonnage et description des échantillons du complexe magmatique de Tamazeght.....	183
Table 5.3: Ages géochronologiques U-Pb des roches du complexe magmatique de Tamazeght. .....	185

### Chapitre 6

---

Table 6.1: Varieties of fluorite colors according to the element responsible [2].....	207
Table 6.2: Types of fluorite grades meet precise chemical specifications [2]. ....	209
Table 6.3: REE composition (ppm) of representative samples of violet fluorite from the Bou-Izourane district.....	213
Table 6.4: Some chemical characteristics of violet fluorite from Bou-Izourane district.....	216

# Chapitre 1

## **Etat de l'art et problématique**

## 1. Contexte général

Les ressources minérales sont omniprésentes et nécessaires à beaucoup d'usages stratégiques : santé, mobilité, construction, énergie, .... Elles sont de plus en plus critiques pour l'économie mondiale (Figure 1.1). Les investigations des ressources minérales font appel à la géologie de surface et de subsurface, à la géophysique utilisant des données pétrophysiques, aux mathématiques appliquées et aux lois fondamentales de la physique et de la chimie qui régissent le comportement des phases liquides, vapeurs et solides. Pour tout cela, après avoir repéré l'emplacement d'un gisement, il faut l'étudier et comprendre les systèmes minéralisateurs, les phénomènes de circulations des fluides responsables de ce gisement, et fournir un modèle métallogénique afin d'adopter une méthode d'exploitation ponctuelle et plus économique de cette ressource (guide d'exploration).

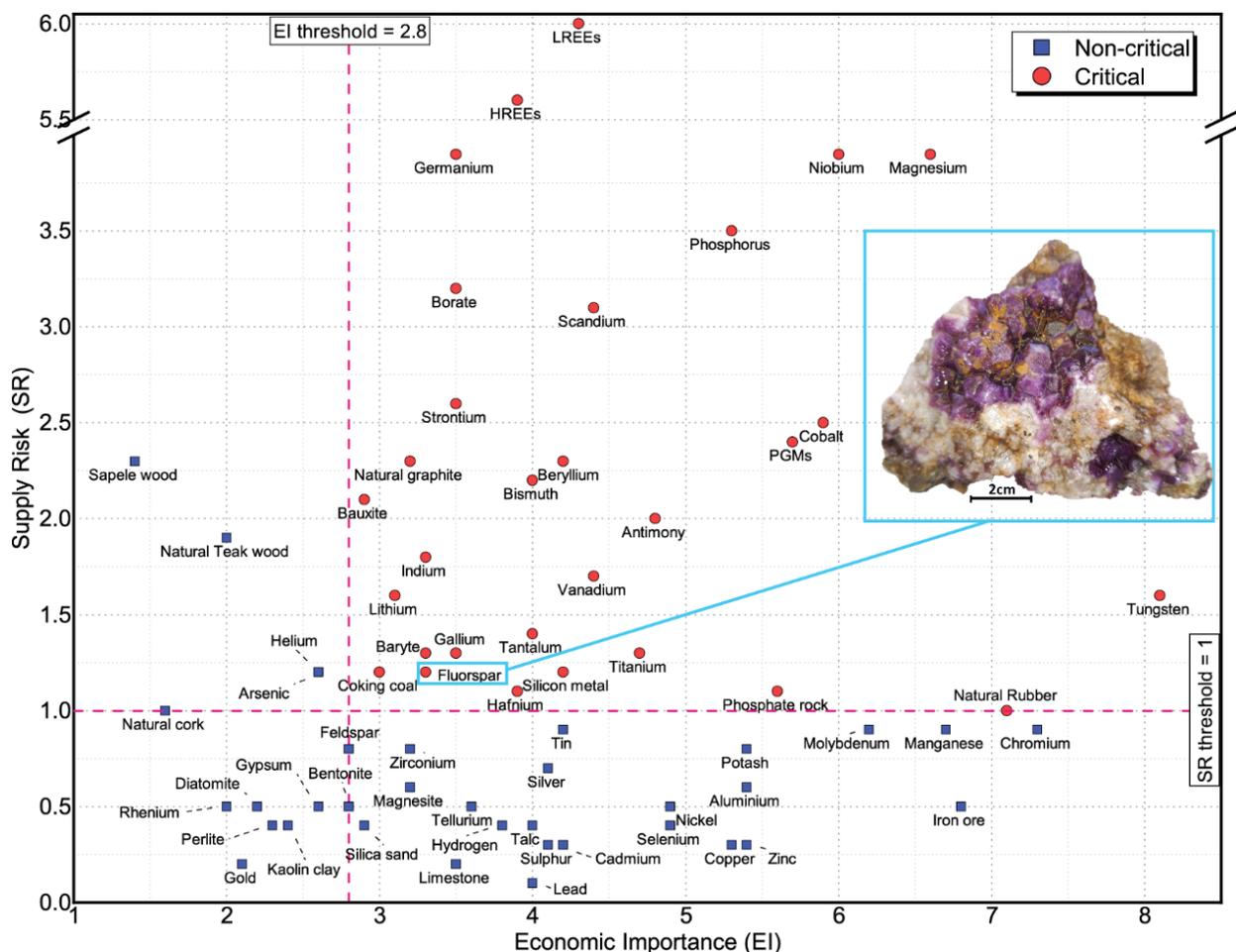


Figure 1 1: Diagramme illustrant les ressources minérales critiques ou non critiques en fonction de la relation entre le risque d'approvisionnement et l'importance économique (European Commission, 2020 ; Rachidi et al., 2021).

Les techniques de caractérisation de ces ressources minérales ont évolué depuis le début du XXème siècle grâce à l'avènement de la métallogénie. Les chercheurs géologues s'appuient

désormais sur les études pétrographiques, métallographiques et géochimiques, afin de déterminer les sources des fluides minéralisateurs et des centres de production, les interactions fluides-roches responsables du transport en solution puis du dépôt de minerais, et l'âge du gisement.

La fluorite fait partie des substances naturelles non métalliques qui jouent un rôle important dans l'industrie depuis des décennies. Elle est considérée comme source de fluor, qui est classé par l'Union Européenne (UE) en 2020 comme un élément critique du fait de son importance économique (*Figure 1.1*).

Les gisements de fluorite sont largement distribués dans le monde avec une grande diversité selon l'environnement géologique où ils sont considérés, tels que roches sédimentaires, métamorphiques ou magmatiques. Les minéralisations de fluorite peuvent être associées à différents types d'intrusions magmatiques, tels que celles en relation avec des carbonatites qui sont avérées dans plusieurs districts (Namibie, *Buhn et al., 2002*; Russie, *Redina et al., 2021* ou Inde, *Singh et al., 2022*), avec des syénites (Turquie, *Coşanay et al., 2017*) ou avec des skarns (Mongolie, *Duan et al., 2020*; Mexique, *Camprubí et al., 2019*). D'autres gisements de type stratiformes, sans lien avec le magmatisme, sont connus, par exemple sur le pourtour du massif central français (gisement de Chaillac, *Sizaret et al., 2009*; Pierre Perthuis, *Gigoux et al., 2016*; *Lenoir et al. 2021*).

Le gisement de fluorite de Bou-lzourane est actuellement exploité par la société "Global Mines". Créée en 2004, elle fût la première à découvrir de la fluorite à l'extrémité orientale du Haut Atlas Central, à exploiter, traiter et commercialiser ce minerai dans nombreux pays à travers le monde (Italie, France, ...). La capacité annuelle de production de concentré de fluorite (à 97% CaF<sub>2</sub>) atteint les 10 à 11 kt (*Achmani, 2017* ; *Achmani et al., 2020*). Les réserves du gisement sont estimées très importantes, et de ce fait, des travaux d'exploration sont lancés dans la région afin de mieux cerner les minéralisations fluorées du district et chercher d'autres sites à exploiter aux alentours du site principal (Bou-lzourane). Ces minéralisations de fluorite situées à proximité du complexe magmatique de Tamazeght (Tamazert) d'âge Eocène moyen ( $44 \pm 4$  Ma; *Tisserant et al., 1976*) à Eocène supérieur ( $35 \pm 3$  Ma; *Klein et Harmand, 1985*) et de type syénitique – carbonatitique (*Agard, 1973*; *Kchit, 1990*; *Marks et al., 2008*; *Schilling et al., 2009*, *Bouabdellah et al., 2010b*, *Wang et al., 2016*), posent la question du modèle de genèse de telles concentrations.

Après la réalisation de la carte géologique détaillée du secteur (*Figure 1.2*), les objectifs de ce doctorat sont la détermination de la nature et l'origine des fluides minéralisateurs, des conditions de dépôt, âge et relations entre les différentes formes de minéralisations à fluorite. Ainsi, ce travail, servira à la compréhension de la genèse et la mise en place de la fluorite à l'échelle locale et contribuera à la participation à une meilleure intégration de l'Université dans son environnement socio-économique.

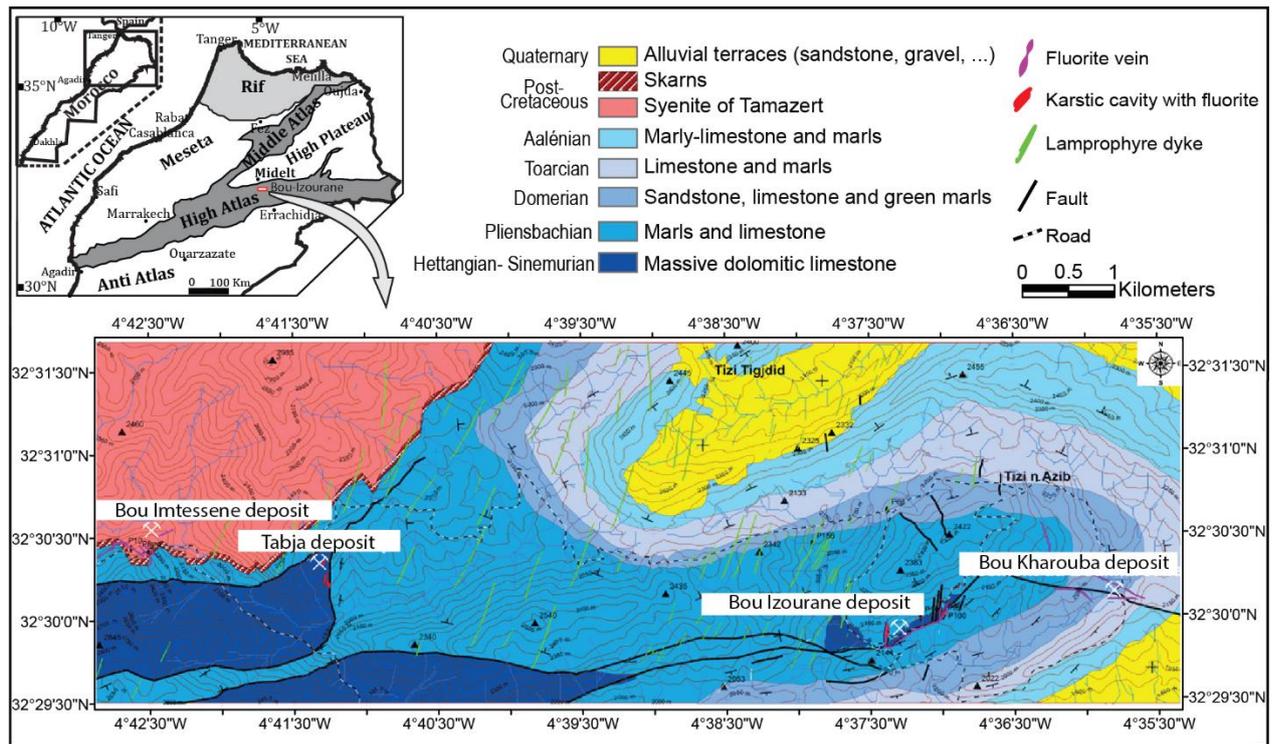


Figure 1.2: Carte géologique du district de Bou-izourane au 1/30 000<sup>e</sup> (Achmani, 2017).

## 2. Contexte économique de l'étude

### 2.1. Economie de la fluorite

Le marché mondial de la fluorite affiche un taux de croissance significatif, en raison de l'augmentation de la demande ces dernières années, due à la progression des domaines d'utilisation de la fluorite. Par exemple, les batteries de véhicules électriques (e.g. voitures électriques) contiennent 0,9 kg de spath fluor. Les prévisions anticipent une augmentation substantielle de la demande de fluorite dans la fabrication des batteries des véhicules électriques (*Figure 1.3*). La production marocaine de fluorite en 2021 et 2022 a atteint 77 000 tonnes par an. La Chine arrive en tête de liste avec environ 5 700 000 tonnes (*Table 1.1*). Le prix d'une tonne de fluorite en 2022 a été estimé à 360 \$ (dollars américains) (*Figure 1.4*).

Table 1.1: Production et réserves minières mondiales de la fluorite (U.S. Geological Survey, 2023).  
ND: Non disponible

Pays	Production (Mille tonnes)		Réserves (Mille tonnes)
	2021	2022 (Estimé)	
États-Unis	ND	ND	4000
Canada	140	18	ND
Chine	5700	5700	49000
Allemagne	65	65	ND
Iran	50	50	3400
Kazakhstan	67	67	ND
Mexique	1000	970	68,000
Mongolie	650	350	22,000
Maroc	77	77	ND
Pakistan	65	65	ND
Afrique du Sud	403	420	41000
Espagne	155	160	10000
Vietnam	215	220	5000
Autres pays	93	98	55000
Total mondial	8680	8300	260000

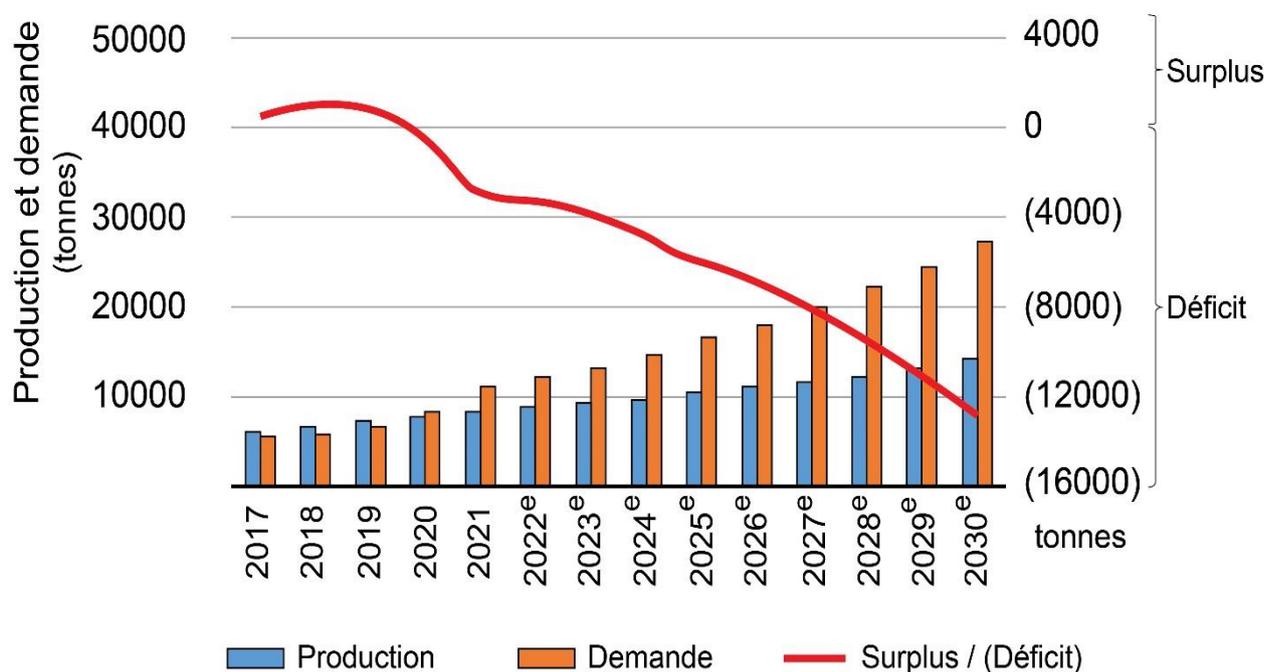


Figure 1.3: Histogramme montrant l'évolution et les prévisions de la production et de la demande de fluorite utilisée dans la fabrication des batteries de véhicules électriques dans le monde entre 2017 et 2030 (Fundamental Research Corp, 2021 ; U.S. Geological Survey, 2022). e: Estimation.

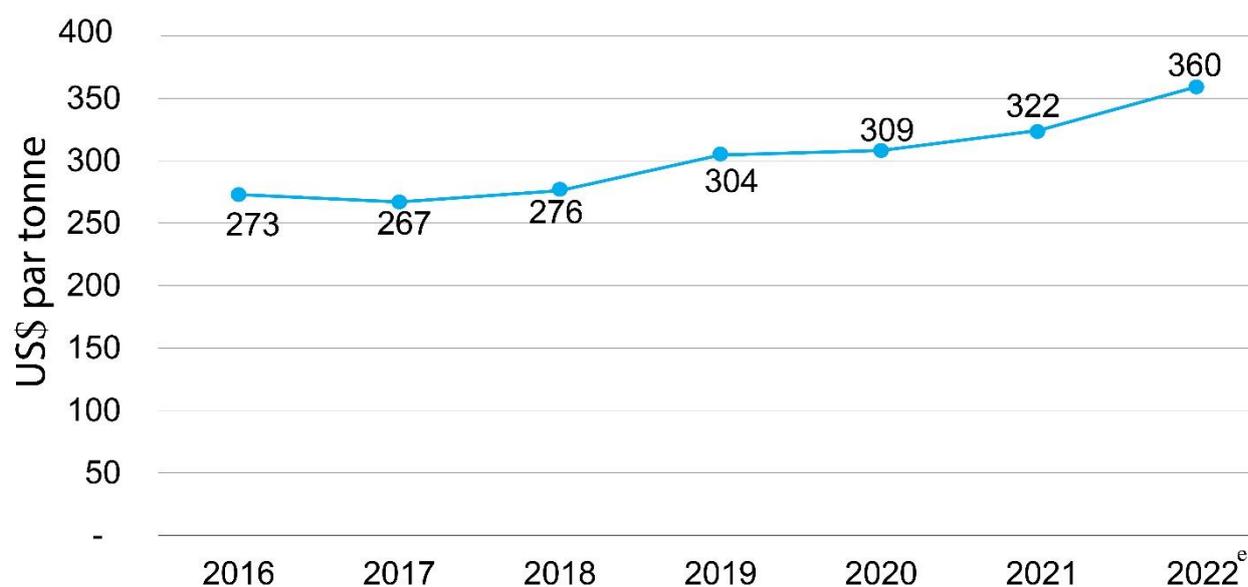


Figure 1.4: Graphique montrant l'évolution du prix de la fluorite aux États-Unis de 2016 à 2022 (U.S. Geological Survey, 2022). e: Estimation.

## 2.2. Domaines d'application de la fluorite

La fluorite est connue depuis la plus haute antiquité comme pierre d'ornement. Au 16<sup>ème</sup> siècle (1546), l'érudit allemand Georgius Agricola fut le premier à mentionner ce minéral. Agricola a baptisé ce minéral "fluorspar", le nom original de la fluorite. Son exploitation industrielle a commencé en Grande-Bretagne dans le dernier quart du 18<sup>ème</sup> siècle et aux États-Unis et en France dans la première moitié du 19<sup>ème</sup> siècle (Chermette, 1969). Aujourd'hui, la fluorite est devenue l'un des produits importants de l'industrie moderne, ce qui explique l'augmentation de sa consommation.

L'importance économique de la fluorite tient essentiellement à sa qualité de fondant qui en fait un minerai très activement recherché par la métallurgie et par la chimie industrielle. Trois catégories de qualité sont distinguées pour la fluorite (Féraud, 1999, 2008; Table 1.2):

- **La fluorite destinée à la métallurgie « metallurgical grade »** (30 % de l'utilisation mondiale), nécessite une pureté de l'ordre de 80-93 % Pds  $\text{CaF}_2$  avec une teneur en  $\text{SiO}_2$  de 15 % Pds maximum. La consommation est de 2 à 8 kg de fluorite par tonne d'acier.

- **La fluorite destinée à la chimie « acid grade »** (50 % de l'utilisation mondiale), cette fluorite est utilisée pour la métallurgie de l'aluminium et la production d'acide fluorhydrique. Cet acide est utilisé en chimie pour la fabrication de dérivés hydrochlorofluorocarbonés (HCFC) et des hydrofluoroalcanes (remplaçant les produits polluants de type CFC). L'industrie de l'aluminium et

des HCFC a besoin d'un produit avec des teneurs en  $\text{CaF}_2$  supérieure à 97 % Pds, une teneur en  $\text{SiO}_2$  inférieure à 1,5 % Pds et des teneurs en sulfures quasi nulles.

- **La fluorite utilisée en verrerie et céramique « ceramic grade »** (20 % de l'utilisation mondiale), elle est utilisée comme opacifiant, la qualité requise pour cette utilisation est une teneur entre 90 et 98 % Pds  $\text{CaF}_2$ .

Il existe des utilisations annexes : domaine dentaire, optique, pharmacie, et minéral ornemental, bijoux, cimenterie et même pour la construction comme en témoigne l'escalier de l'opéra Garnier à Paris.

Table 1.2: Les catégories industrielles de la fluorite (Féraud, 2008; Achmani et al., 2020).

Qualité	$\text{CaF}_2$	$\text{CaCO}_3$	$\text{SiO}_2$	S	Pb	As	P
Acide	>97%	< 1 %	<1.5%	<0.1%	-	<12ppm	<150ppm
Métallurgique	>80%	-	<15%	<0.3%	<0.5%	-	-
Céramique	80 - 96 %	-	<3%	-	-	-	-

### 2.3. Les exploitations de la fluorite au Maroc

La découverte de la fluorite au Maroc remonte à 1923 dans le district d'El Hammam (Agard, 1966). Cette découverte a sans doute été un élément clé dans la reconnaissance de la présence de fluorite dans d'autres domaines structuraux au Maroc (Figure 1.5). La minéralisation fluorifère est présente dans différentes formations géologiques d'âges différents à la quasi-totalité des domaines structuraux marocains (Table 1.3). Cela suggère que la présence de fluorite dans ces formations peut être liée à des processus géologiques spécifiques qui ont eu lieu à différentes époques.

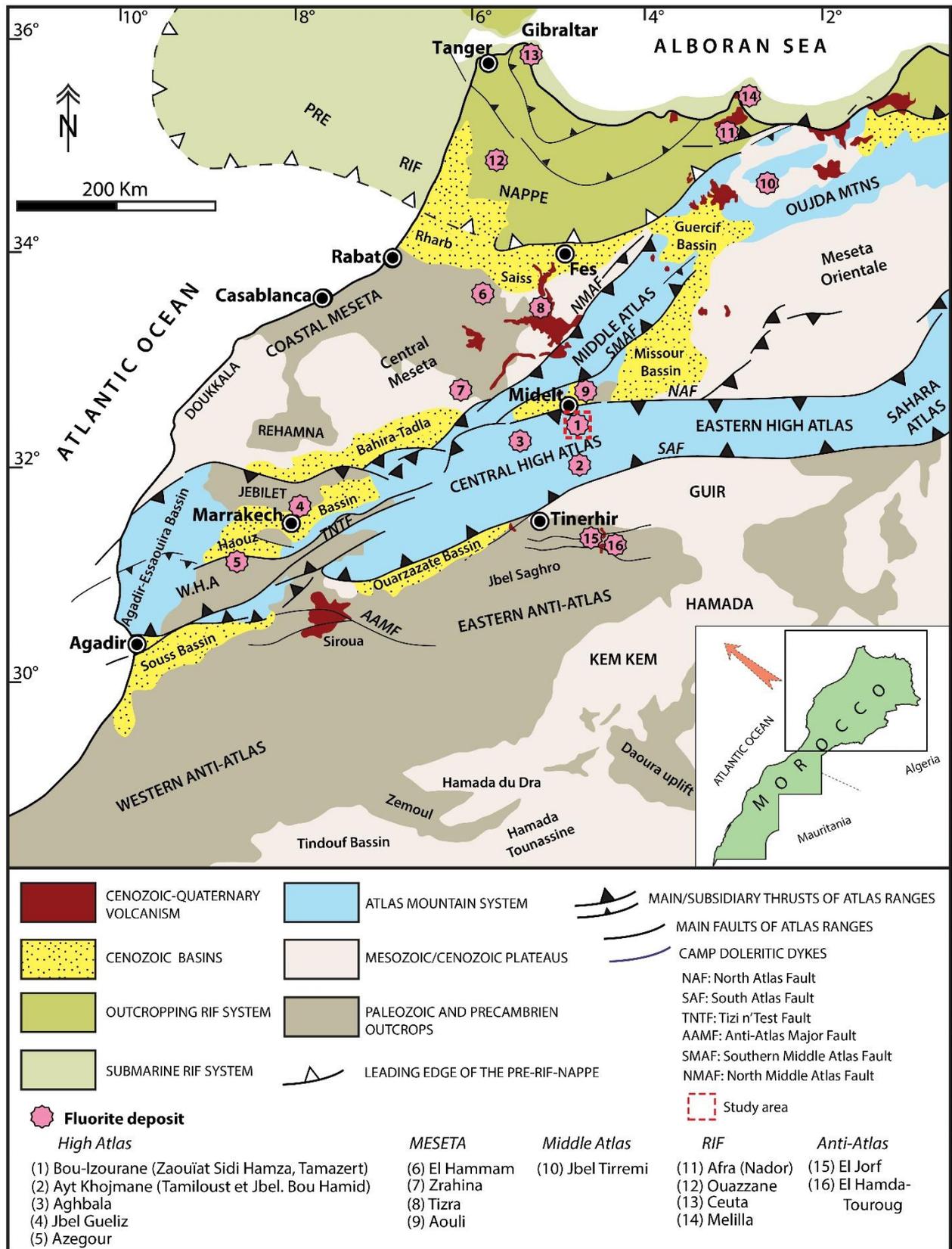


Figure 1.5 : Carte de répartition des gisements fluorés par rapport aux domaines structuraux du Maroc (Hafid et al., 2006 ; Michard et al., 2008; Ellero et al., 2020; Adardor,2022) modifiée.

Table 1.3: Gisements fluorés associés aux domaines structuraux du Maroc.

Domaine structural	District minier à fluorite	Aperçu géologique	Références
Anti-Atlas	El Hamda-Touroug (Ighf N'tsamoumt)	La minéralisation de fluorite et de baryte d'El Hamda-Touroug situé dans l'Anti-Atlas oriental, sous forme de filons encastrés dans des rhyolites néoproterozoïques et dans les grès du Cambrien moyen d'Ougnat suggère qu'elles se sont formées pendant l'expansion tardive ou post-varisque de l'Anti-Atlas, à la suite d'une minéralisation épithermale associée à l'activité volcanique.	<i>Strong et al. (1984); Sizaret, (2002); Raddi et al. (2011)</i>
	El Jorf	Les structures filoniennes de fluorite, de baryte et de quartz observées dans la partie extrême nord-est de Jbel Ougnat sont encaissées dans les ignimbrites du Néoproterozoïque supérieur (P111), et leur formation est probablement liée aux fluides minéralisés qui ont été chauffés et ont circulé le long de failles et de fractures créées par l'activité volcanique qui s'est produite pendant cette période géologique	<i>Baamar, (2018)</i>
Haut-Atlas	Aghbala	La fluorite d'Aghbala se présente sous la forme d'une brèche associée à une zone de faille orientée N110 dans des calcaires massifs d'âge liasique, qui contient également des poches karstiques remplies de fluorite. L'affleurement offre une variété de couleurs allant du blanc (couleur dominante) au bleu profond, en passant par le violet et le vert. Outre la fluorite, il y a d'autres minéraux d'intérêt à Aghbala, notamment la baryte blanche, qui est présente en agrégats de fins cristaux fibreux ou lamellaires et de la galène en cubes également noyés dans la fluorite, ainsi que de la calcite. La fluorite a probablement été formée par des processus hydrothermaux, par des fluides chauds riches en fluor qui circulent dans les failles et les fractures du calcaire, déposant de la fluorite dans les poches karstiques et dans la brèche associée à la zone de faille. La présence de baryte, galène et calcite suggère également que ces minéraux ont été formés à partir des mêmes fluides hydrothermaux riches en métaux.	<i>Azurite Compagnie., (2022)</i>

Table 1.3 : Suite

Domaine structural	District minier à fluorite	Aperçu géologique	Références
Haut-Atlas	Azegour	La fluorite est souvent associée au molybdène, elle est localisée particulièrement dans les lentilles de grenatites au sein des calcaires métamorphiques proches du granite dans la roche intrusive, accompagné de grenat, amphibole, pyrite, molybdénite, chalcopyrite, scheelite et pechblendé.	<i>Agard and Morin, (1951); Permingeat, (1957)</i>
	Ayt Khojmane (Tamiloust et Jbel. Bou Hamid)	Des minéralisations de fluorite, à la fois verte et violette, sont souvent associées à la calamine et se présentent sous la forme de filons encaissés dans des calcaires noirs, lités, qui sont attribués au Sinémurien. Il est probable que la formation de la fluorite et de la calamine ait été liée à l'activité hydrothermale. Les fluides chauds riches en fluor et en zinc ont circulé le long des failles et des fractures dans les calcaires noirs lités, déposant de la fluorite et de la calamine dans les cavités et les fissures de la roche encaissante.	<i>Service géologique du Maroc, (2018)</i>
	Bou-Izourane (Zaouiât Sidi Hamza, Tamazert)	Correspondant à la zone de notre étude dans laquelle se situe la mine de Jbel Bou-Izourane. Il s'agit de plusieurs gisements exploités pour la fluorite qui apparaît sous forme des minéralisations filoniennes et des cavités karstiques à remplissage fluorite-calcite au niveau des bordures (crêtes) du district de Bou-Izourane et au sein des syénites du complexe magmatique de Tamazeght (Tamazert).	<i>Tuttle et Gittins, (1966) Achmani, (2017) Achmani et al. (2020, 2023) Cette étude</i>
	Jbel Gueliz (Jbiletz)	La fluorite blanche, verte et violette de Jbel Gueliz au nord de Marrakech, est couramment associée aux minéraux de la baryte, la calcite et le quartz avec des traces de la galène et de la sphalérite. Elle se présente sous forme des filons encaissés dans des calcaires attribués au Dévonien, qui ont été métamorphisés par le granite hercynien des Jbiletz centraux.	<i>Moret, (1930) ; Jébrak et Benyoub (1980)</i>

Table 1.3 : Suite

Domaine structural	District minier à fluorite	Aperçu géologique	Références
Moyen Atlas	Tirremi	La fluorite de Jbel Tirremi est souvent de couleur violette, mais peut également être jaune, verte ou incolore. Les cristaux de fluorite peuvent atteindre des dimensions importantes, parfois dépassant les 10 cm de diamètre, et sont considérés parmi les plus beaux spécimens de fluorite au Maroc. Cette fluorite est souvent associée à la calcite, la baryte et à un degré moindre, au quartz. Les données des terres rares, des inclusions fluides et de la géochimie isotopique montrent que les minéralisations de Jbel Tirremi sont déconnectées du magmatisme alcalin éocène, suggérant l'intervention d'interactions complexes, entre fluides pétroliers, saumures de bassin et fluides météoriques qui auraient interagi extensivement avec les roches encaissantes y compris avec les faciès du diapir triasique sous-jacent et les pointements granitiques tardi-varisques au cours du Miocène.	<i>Touray, (1969) ; Bouchta et El Maghraoui (1975) ; Moussa, (1999) ; Bouabdellah et al. (2014) ; Cherai et al. (2023)</i>
Rif	Afra (Beni Bou Ifrou, Rif nord oriental)	La fluorite violette bréchique d'Afra est de type filonien et souvent associée à la baryte, la galène, la sphalérite, la chalcopyrite, la sidérite, la calcite et le quartz. Ces minéralisations sont considérées comme d'âge post-Miocène et associés au volcanisme andésitique pliocène.	<i>Agard et Elmaleh. (1978) ; Van Alstine et Schruben (1980)</i>
	Melilla	La fluorite disséminée dans la rhyolite supérieure altérée d'âge cénozoïque dans la région de Melilla se trouve en association avec d'autres minéraux tels que l'opale, le gypse et la montmorillonite.	<i>DeKun, (1965) Van Alstine et Schruben (1980)</i>
	Ouazzane	Le filon de fluorite d'Ouazzane est souvent associé à une zone de faille qui met en contact les sables éocènes et les gypses triasiques	<i>Lezier (1969) ; Touray et al. (1969)</i>
	Ceuta	La fluorite de Ceuta est souvent associée à des filons plomb-zinc, qui se forment dans des roches sédimentaires telles que les calcaires du Permien. Cette fluorite constituée une gangue dans ces filons plomb-zinc, c'est-à-dire qu'elle peut se présenter sous forme de cristaux dans une matrice de minéraux métalliques tels que la galène et la sphalérite. Dans ces filons, la fluorite peut être exploitée en tant que minéral secondaire de fluor, après l'extraction du plomb et du zinc.	<i>Service géologique du Maroc. (1969)</i>

Table 1.3 : Suite

Domaine structural	District minier à fluorite	Aperçu géologique	Références
Meseta	Aouli	Dans le district minier d'Aouli les filons de fluorite-barite ± sulfures se trouve dans des roches sédimentaires et volcaniques. L'inventaire des terres rares et d'yttrium ainsi que les données sur les inclusions de fluides, les isotopes de strontium et de soufre indiquent le rôle des saumures sédimentaires chaudes avec une interaction fluide-roche à des rapports fluide/roche élevés. Ces minéralisations sont attribuées au rifting de la Pangée et à l'ouverture ultérieure de l'Atlantique central au cours du Permien-Trias et due au mélange, à l'interface socle-couverture, d'un fluide ascendant en profondeur qui s'est équilibré avec les roches cristallines du socle varisque et l'eau de formation plus diluée et plus froide.	<i>Jébrak et Benyoub. (1980) ; Margoum et al. (2015)</i>
	El Hammam (Maroc central)	La fluorite de gisement de classe mondiale d'El Hammam existe sous forme de filons, généralement orientés NE-SW et NE-SW, avec une extension kilométrique et une puissance métrique. La fluorite d'El Hammam est caractérisée par un enrichissement en éléments des terres rares, interprété comme la preuve d'un lien fort avec le magmatisme triasique, où la mise en place de la fluorite est reliée à la circulation de fluides magmatiques issus de la cristallisation tardi- à post-magmatique des intrusions granitiques selon un modèle structural polyphasé entre le Permien supérieur et le début du Trias.	<i>Jébrak et al. (1984), Remmal et al., (1998) ; Cheilletz et al. (2010); Chraïbi et al. (2013) ; Zemri et al. (2015); Bouabdellah et al. (2016) ; Baamar et al. (2017); Baamar, (2018); Zemri (2019)</i>
	Zrahina	La fluorite de Zrahina comprenant des filons orientés globalement Est-Ouest, avec un remplissage principalement constitué de baryte, de fluorite et de galène. Ces filons sont encaissés dans les schistes du Viséen supérieur. La présence de baryte, de fluorite et de galène peut également indiquer les conditions géologiques qui ont prévalu lors de la formation des filons, telles que la composition chimique des fluides hydrothermaux et les conditions de température et de pression.	<i>Jébrak, (1982 et 1984)</i>
	Tizra	Les veines de fluorite violette de Tizra est souvent associée à d'autres minéraux tels que la calcite avec une puissance moyenne de 0.4 m. Ces veines orientées NNE-SSW sont encaissées dans des calcaires de la période Viséenne.	<i>Jébrak et Benyoub. (1980) ; Van Alstine et Schruben (1980)</i>

### 3. Propriétés fondamentales de la fluorite

Parmi les substances naturelles non métalliques, les minerais fluorés occupent depuis des décennies une place forte dans l'industrie.

Le mot fluorite dérive du latin "fluo" qui signifie "couler", grâce à son utilisation dans la fusion des métaux, Sa formule chimique est  $\text{CaF}_2$  et sa teneur en fluor est d'environ 49%. Ses principales substitutions observées sont celles du Ca par les éléments des cations divalents, terres rares et yttrium. Son point de fusion est d'environ  $1390^\circ\text{C}$ . Elle devient phosphorescente lors de la chauffe. La thermoluminescence est un guide de prospection et peut être utilisée pour caractériser la fluorite dans les concentrés alluvionnaires (Féraud, 1999).

Généralement, la fluorite est transparente à translucide, cristallise dans le système cubique, où les ions  $\text{Ca}^{2+}$  forme un réseau CFC (cube à faces centrées) dans lequel les ions  $\text{F}^-$  occupent la totalité des sites tétraédriques (Figure 1.6; Wyckoff, 1963), et présente un clivage parfait suivant le plan (111).

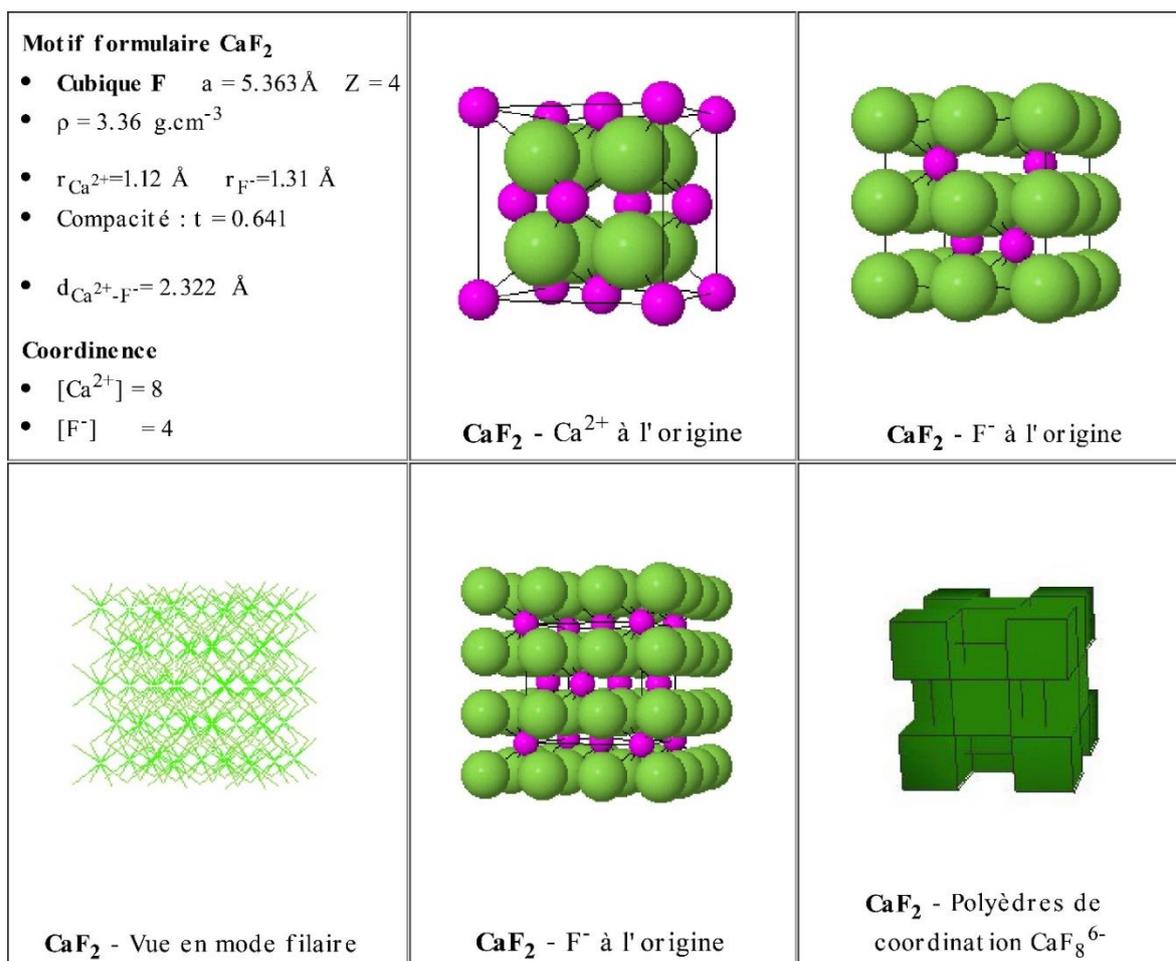


Figure 1.6: Représentation de la maille élémentaire Fluorite ( $\text{CaF}_2$ ) (Wyckoff, 1963 ; [http://ressources.univ-lemans.fr/AccessLibre/UM/Pedago/chimie/01/06-Etat\\_solide/deug/caf2.html](http://ressources.univ-lemans.fr/AccessLibre/UM/Pedago/chimie/01/06-Etat_solide/deug/caf2.html)).

La fluorite est souvent incolore ou blanchâtre, mais elle peut présenter une palette de couleurs très diversifiées et souvent vives. Par ordre de fréquence décroissante sont rencontrés les fluorites de couleur verte, violette, parfois bleu-vert, assez rarement jaune, bleu et très rarement rose, noire ou violette très foncé ou rouge. Cette diversité de couleurs de la fluorite est expliquée par (*Bill et Calas, 1978; Bill, 1982 ; Féraud, 1999 ; Kempe et al., 2002; Dill et Weber, 2010 ; Gu et al., 2011; Aoki et al. 2015; Gaft et al., 2020*) :

- (i) Les impuretés contenues dans le système cristallin lors de processus naturel de croissance des cristaux (l'oxygène joue un rôle important dans ces impuretés) ;
- (ii) La nature des lanthanides présents dans le réseau atomique est déterminante et constitue un excellent indicateur des conditions de dépôt de fluorite et peut être utilisée en métallogénie ;
- (iii) L'irradiation naturelle (telle que la radioactivité) provoque des défauts dans la structure cristalline ;
- (iv) Les colloïdes de calcium (*Allen, 1952 ; Mackenzie et Green, 1971 ; Braithwaite et al., 1973 ; Galwey et al., 1979*) ;
- (v) La présence de la matière organique dans le réseau cristallin.

Ainsi, l'apparition de fluorite de couleur violette à violet foncé peut être expliquée par la présence de colloïde de calcium, qui est dispersé dans le cristal, ou formée par irradiation.

Les teintes courantes apparaissent généralement dans les filons en rubanements alternativement blancs ou verts, violets et rarement bleus ou jaunes (dites fluorite zonée). Ces couleurs sont liées à la succession de plusieurs phases du dépôt dans différentes conditions telles que la salinité, la composition chimique du fluide, la température et / ou la pression ...

#### **4. Principaux réservoirs de fluides de la lithosphère**

Les fluides minéralisateurs dans la croûte terrestre sont des solutions aqueuses qui jouent un rôle crucial dans la formation des gisements minéraux. Lorsque ces fluides circulent à travers les roches, ils peuvent dissoudre certains minéraux et transporter les éléments dissous vers d'autres endroits, où ils se précipitent pour former des concentrations minérales.

Les fluides minéralisateurs peuvent provenir de différentes sources (*Cathelineau et al., 2011*):

### 4.1. Eau météorique

Les eaux météoriques (*Figure 1.7/ A*), également connues sous le nom d'eaux de recharge, sont prédominantes dans les premiers kilomètres de la croûte terrestre. Elles font partie du système H<sub>2</sub>O-sels, et sont trouvées à des pressions allant de quelques dizaines à quelques centaines de bars, ainsi qu'à des températures comprises entre 50 et 350 °C.

### 4.2. Fluide de bassin

Les fluides de bassins (*Figure 1.7/ D*) sont caractérisés par leur composition appartenant au système H<sub>2</sub>O-gaz-(hydrocarbures)-sels. L'interaction de trois types de fluides différents, à savoir l'eau de mer (*Figure 1.7/ C*), l'eau provenant de la recharge des aquifères de surface (*Figure 1.7/ A*) et, enfin, les eaux produites par l'évaporation de l'eau de mer (*Figure 1.7/ B*) ou des eaux interagissant avec des minéraux évaporitiques (gypse, anhydrite, halite, sylvite), est à l'origine de la variation de la salinité de ces fluides dans les bassins sédimentaires.

### 4.3. Fluide magmatique

Les fluides hydrothermaux magmatiques (*Figure 1.7/ E*) résultent de la séparation d'une phase fluide résiduelle lors de la cristallisation des magmas. Ces fluides de moyenne à haute température (350 °C à plus de 600 °C) s'accumulent généralement au sommet des plutons ; ils se libèrent lorsque leur pression dépasse la pression de confinement, ce qui entraîne des fractures importantes, connues sous le nom de stockworks, une fois qu'elles ont été minéralisées.

### 4.4. Fluide métamorphique

Les fluides métamorphiques (*Figure 1.7/ F*), présents à des profondeurs de 5 à 15 km, sont caractérisés par des compositions chimiques dominées par H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub> et N<sub>2</sub>. Ces fluides sont piégés à des pressions d'environ 2 à 5 kbars et à des températures relativement élevées (300-500 °C). L'eau présente dans ces fluides est issue de processus de déshydratation ou d'un équilibre avec les roches encaissantes.

### 4.5. Fluide mantellique

Les fluides profonds (*Figure 1.7/ G*), également appelés fluides mantelliques, se trouvent à de grandes profondeurs dans le manteau terrestre. Ces fluides, généralement composés d'eau (H<sub>2</sub>O) et d'autres composés volatils tels que le dioxyde de carbone (CO<sub>2</sub>), s'élèvent à des niveaux plus superficiels par convection et advection le long des principaux détachements lithosphériques.

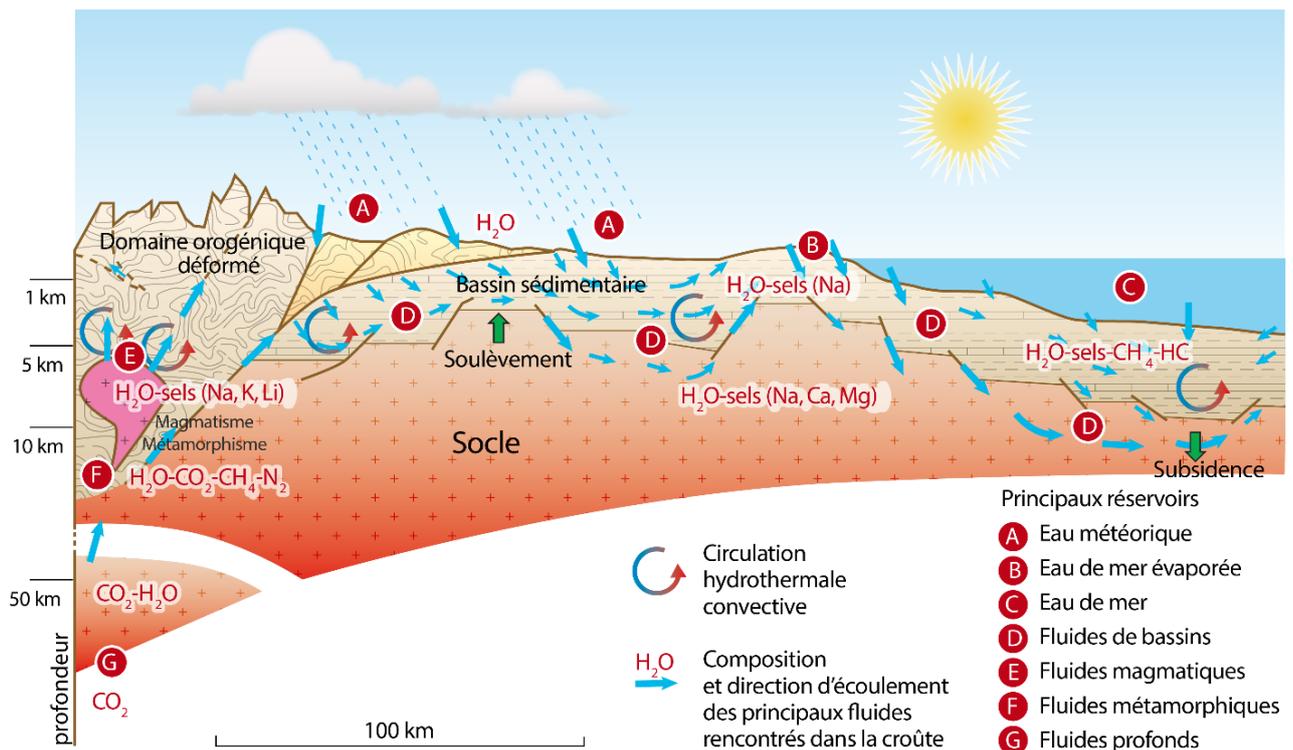


Figure 1.7: Circulations des principaux fluides minéralisateurs entre les différents réservoirs de la lithosphère (Cathelineau et al., 2011).

## 5. Moteurs des circulations de fluides

Les circulations des fluides dans les bassins sédimentaires et les orogènes sont influencées par divers facteurs tels que les gradients thermiques, chimiques, topographiques et de pression (Oliver, 1986; Sibson, 1990; Henderson et McCaig, 1996; Oliver et al., 2006). Les fluides peuvent être mis en mouvement de différentes manières :

- Écoulement gravitaire (Freeze et Witherspoon, 1967; Garven, 1985; Tóth, 2009; Bjørlykke et al., 2010): les différences de topographie dans le bassin ou le socle peuvent provoquer une percolation gravitaire des fluides;
- Ecoulement de convection : se produit lorsque les différences de densité dans un fluide provoquent des mouvements de circulation. Dans les bassins sédimentaires, cela peut être dû à des variations de température, de salinité ou de composition chimique, qui génèrent des différences de densité et entraînent des mouvements de convection (Wood et Hewett, 1982; Bjørlykke, 1993). Le magmatisme est l'un de ces facteurs clés qui contribuent à la dynamique de la convection thermique. Lorsque le magma remonte dans la croûte terrestre, il peut générer des mouvements de convection dans les couches environnantes. Ces mouvements de convection peuvent être induits par la différence de densité entre le magma chaud et les

roches environnantes plus froides, ce qui entraîne un flux des fluides vers la surface (*Pauwels et al., 1993 ; Person and Garven, 1992*) ;

- Ecoulement de fluide sous contrainte : se produit lorsque des contraintes mécaniques, telles que la compression ou la déformation, sont appliquées sur un fluide. Dans les orogènes, les contraintes tectoniques peuvent provoquer des déformations et des mouvements de fluides le long des interfaces entre les différentes couches géologiques ou le long des failles et des fractures (*Oliver, 1986 ; Ge et Garven, 1994 ; Schneider et al., 2004 ; Barbier et al., 2012*) ;
- L'écoulement par compaction de la pile sédimentaire peut également générer des circulations de fluides, principalement par l'expulsion des fluides interstitiels (*Nigon, 1988 ; Renard et al., 2019 ; Salardon et al., 2017 ; Strzeczynski et al., 2020*) ;
- Ecoulement de fluide induit par des gradients de pression : les gradients de pression, tels que ceux créés par des différences des propriétés pétrophysiques (la perméabilité par exemple) dans les roches réservoirs, peuvent entraîner un écoulement de fluide. Cela se produit lorsque le fluide se déplace des zones de haute pression vers les zones de basse pression, en suivant les chemins les plus perméables (*Roure et al., 2005 ; Evans et Fischer, 2012 ; Tavani et al., 2015*).

Il convient de noter que ces mécanismes d'écoulement des fluides peuvent être combinés les uns avec les autres et varier en fonction des conditions géologiques spécifiques de chaque bassin sédimentaire ou orogène.

## **6. Mécanismes de formation de la fluorite**

Les mécanismes de formation de la fluorite sont le résultat de processus géologiques complexes. Plusieurs mécanismes ont été proposés pour expliquer la formation et le dépôt de la fluorite. Les mécanismes les plus couramment observés sont:

### *6.1. Effet du changement de température*

La diminution de la température du fluide minéralisateur entraîne une diminution de la solubilité de la fluorite, ce qui entraîne sa précipitation (*Freas, 1961 ; Strübel, 1965 ; Strübel et Schaefer, 1975 ; Richardson et Holland, 1979b*). En effet, lorsque la température baisse, les solutions riches en sels de chlorure de sodium et des sels de chlorure de calcium, les complexes  $MgF^+$ ,  $CaF^+$  et  $NaF^+$  deviennent instables, et libèrent des ions fluorure. Ces ions peuvent alors se mélanger au calcium de la solution pour former de la fluorite. Ce processus peut être provoqué par l'un des trois mécanismes suivants : 1) le rééquilibrage du fluide avec une diminution progressive de la

température (Sizaret, 2006), 2) l'écoulement du fluide dans les roches encaissantes plus froides (Nigon, 1988), et 3) le mélange entre les fluides chauds et froids (composition chimique identique ou différente) (Tornos et al., 1991 ; Scharrer et al., 2021).

### 6.2. Effet du changement de pression

La pression réduit la solubilité de la fluorite. Macdonald et North (1974), ont rapporté les résultats de plusieurs études expérimentales sur ce sujet. Celles-ci ont révélé que la solubilité de la fluorite diminue avec la pression. Strübel, (1965), Romyantsev et Romyantseva, (1969), Macdonald et North, (1974), ont également indiqué que les gisements de fluorite dépassent rarement une plage de pression de 10 à 50 bars, ce qui équivaut à une plage de pression verticale comprise entre 100 et 500 mètres en considérant un gradient hydrostatique normal. Selon Richardson et Holland (1979b), une forte diminution de la solubilité peut être observée après une diminution de la température. En effet, la diminution de solubilité peut être moins importante que les effets de la baisse de la température. Cependant, la surpression de fluides dans les bassins peut entraîner une décompression brutale par fracturation, conduisant à la précipitation de la fluorite (Strzerzynski et al., 2020).

### 6.3. Changement de pH

Le fluor est soluble dans les solutions acides (Richardson et Holland, 1979a, b). La circulation des fluides riches en F dans les roches encaissantes carbonatées permet d'envisager une augmentation du pH des fluides par dissolution de  $\text{CaCO}_3$  (Al-Droubi et al., 1978) et conduirait ainsi à une diminution de la solubilité de la fluorite et sa précipitation.

### 6.4. Effet d'interactions fluide-roche

Les roches riches en calcium peuvent se dissoudre par contact avec des solutions acides, impliquant leur enrichissement en calcium et la précipitation de  $\text{CaF}_2$  (Richardson and Holland, 1979 a, b). Cependant l'origine du fluor pourrait être due à l'interaction des fluides avec des roches magmatiques en profondeur (Nigon, 1988 ; Boiron et al. 2002 ;) ou avec des marnes et évaporites (Nigon, 1988).

### 6.5. Phénomènes de dilution

Boiron et al. (2002) ; Sizaret et al. (2009) ; Fusswinkel et al. (2013) décrivent un mécanisme de dilution par un fluide de composition chimique différente mais de même température. En effet, une saumure ayant une force ionique de 4M, de composition  $\text{NaCl-CaCl}_2\text{-MgCl}_2$ , précipite environ

1 milligramme de fluorite par kilogramme de H<sub>2</sub>O lorsqu'elle est mélangée à de l'eau pure de façon isotherme (Richardson and Holland., 1979b). D'autre part, avec des saumures moins concentrées, la dilution donnera lieu à un mélange moins saturé par rapport à la fluorite, provoquant la dissolution de la fluorite. Cependant, des quantités légèrement plus élevées de fluorite précipiteront lorsque ces solutions salines seront diluées avec des solutions saturées en CaF<sub>2</sub> (Richardson and Holland., 1979b). Le mélange entre une saumure riche en fluor et une saumure riche en calcium est le mécanisme le plus efficace en termes de quantité de dépôt de fluorite par volume de fluide requis (Azaroual et Fouillac, 1999 ; Richardson et Holland, 1979b).

## 7. Classification des types de gisements

Les gisements de fluorite sont largement distribués dans le monde avec différents âges (Figure 1.8). Ils montrent une grande diversité selon leur environnement géologique et sont associés aux roches sédimentaires, métamorphiques ou magmatiques (Figure 1.9).

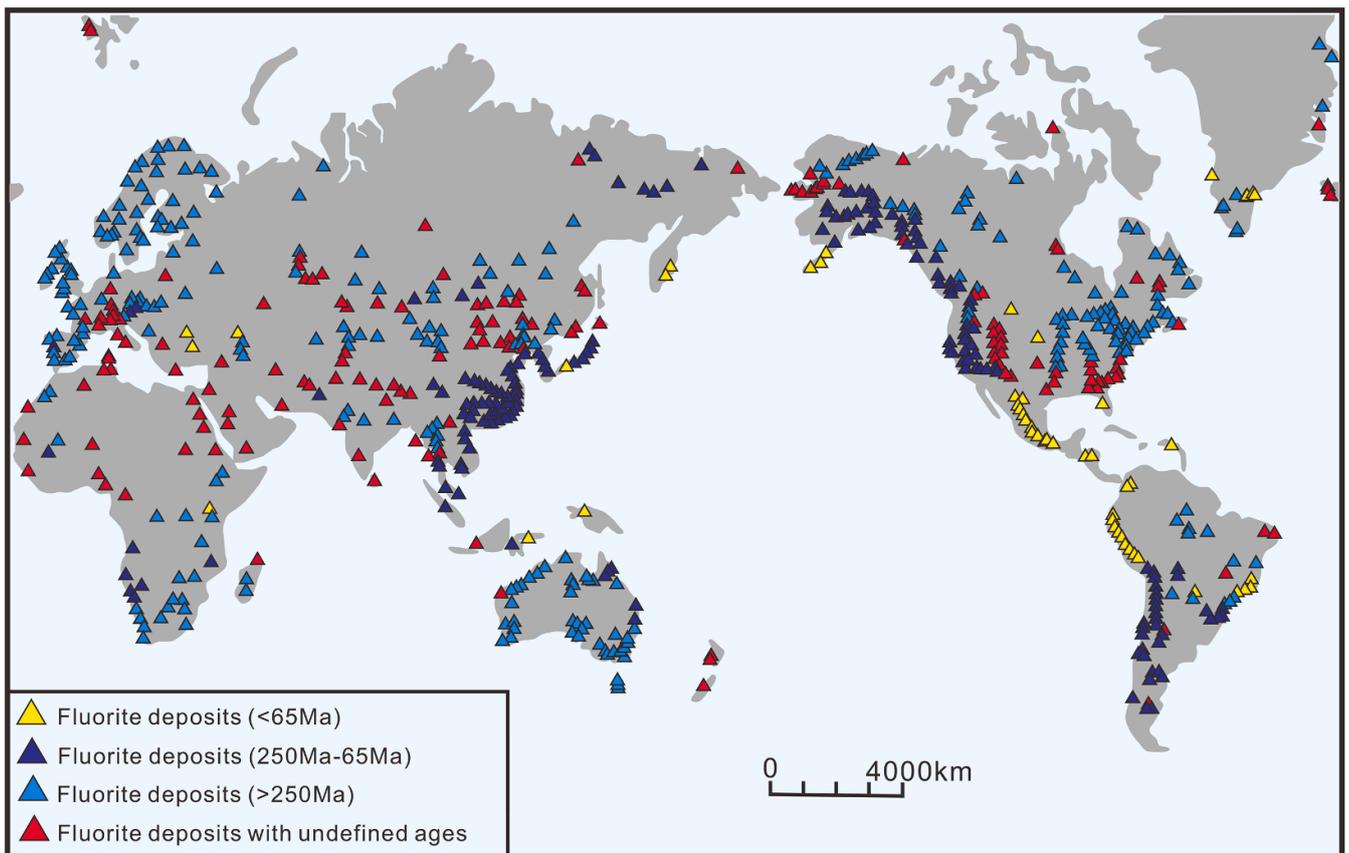


Figure 1.8: Distribution temporelle et spatiale des gisements de fluorite dans le monde (The data are from the IMA Database of Mineral Properties (Yan et al., 2021; <http://rruff.info/ima/>).

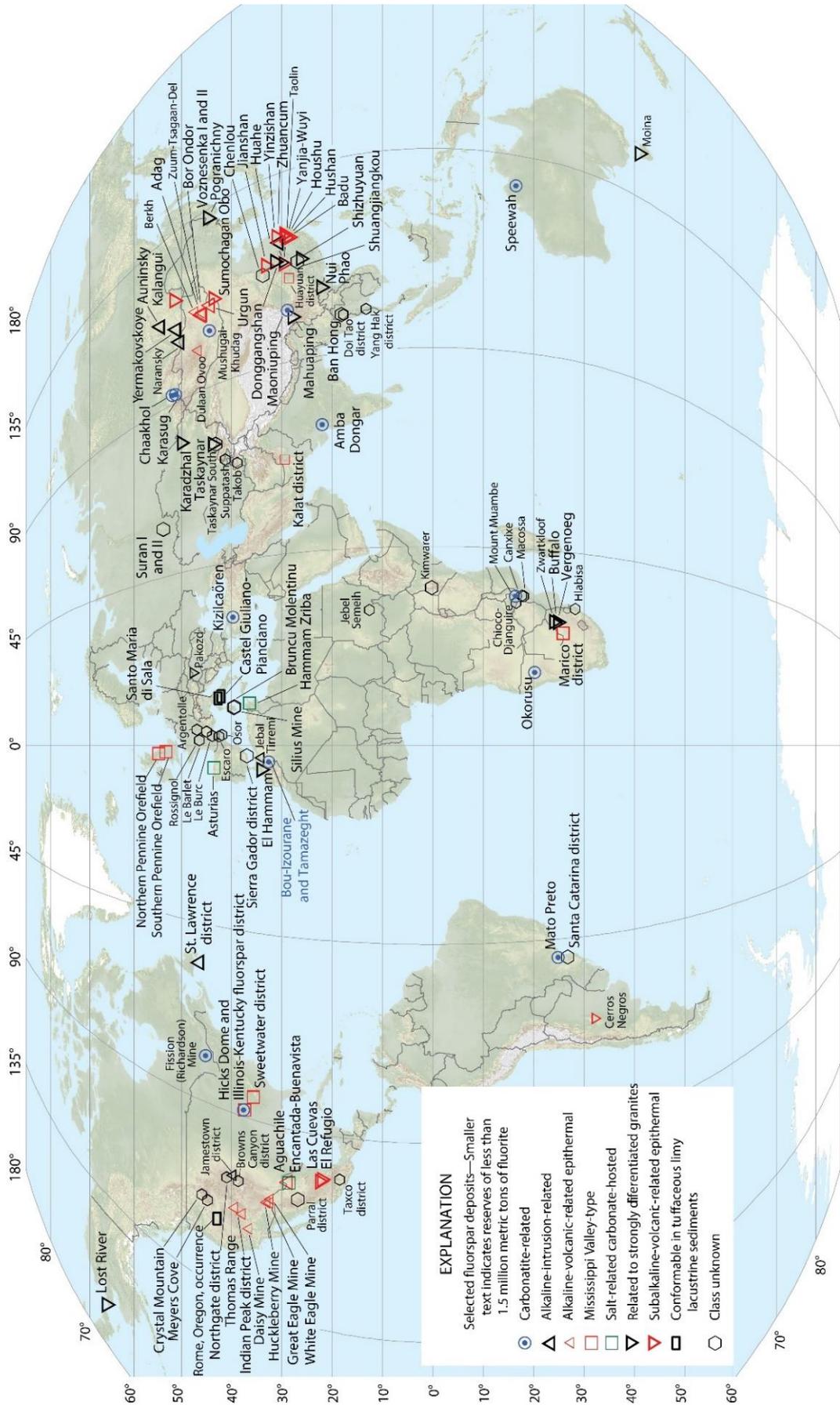


Figure 1.9: Distribution des différents gisements de fluorite dans le monde (Hayes et al., 2017)

Les gisements de fluorite sont présents dans divers environnements géologiques. La [figure 1.10](#) illustre une classification simplifiée des principaux gisements hydrothermaux de fluorite en fonction de leur contexte tectonique et/ou magmatique. Toutes les sept classes sont hydrothermales, ce qui signifie qu'elles se forment par précipitation à partir d'un fluide chaud (100 à 400°C). Ce fluide peut provenir soit directement d'une intrusion magmatique sous forme d'eau juvénile formée pendant les dernières étapes de la cristallisation du corps magmatique, soit d'eau souterraine externe (comme l'eau météorique ou l'eau de bassin). Cependant, il est important de souligner que les températures et les compositions des fluides varient considérablement d'une classe à l'autre, reflétant ainsi une diversité claire d'environnements géologiques.

Dans certains cas, les gisements de fluorite peuvent présenter des caractéristiques mixtes, résultant de processus géologiques multiples. Par exemple, un gisement de fluorite peut se former à la fois par des processus de dépôt hydrothermal et de remplacement, ce qui rend sa classification plus ambiguë. La présence de minéraux associés et de minéralisations accessoires peut également varier d'un gisement à l'autre, ce qui ajoute à la complexité de la classification. Un exemple qui met en évidence cette ambiguïté est celui du district de Marico en Afrique du Sud, où l'on trouve des minéralisations de fluorite formées à différentes époques géologiques, présentant des configurations typologiques variées, parfois stratiformes, parfois filoniennes, et parfois en stockwerks. Des gisements de fluorite étroits sont contrôlés par des pipes et des failles associées à la phase acide du complexe du Bushveld, ainsi que dans le granite du Bushveld lui-même, en association avec des gisements d'étain. Ces gisements présentent des similarités avec le type de la vallée du Mississippi, mais ont ensuite subi un métamorphisme dans l'auréole de contact du complexe magmatique de Bushveld ([Martini, 1976](#) ; [Féraud, 1999](#) ; [Kinnaird, 2004](#)).

De plus, les gisements de fluorite peuvent présenter des variations locales en termes de composition chimique, de texture et de structure. Ces variations peuvent résulter de différences dans les conditions géologiques locales, telles que la température, la pression, la composition chimique des fluides, etc. Par conséquent, il peut être difficile d'établir une classification précise et uniforme qui couvre toutes les variations observées dans les gisements de fluorite.

### *7.1. Gisements de fluorite liés aux carbonatites*

Les dépôts de fluorite associés aux carbonatites et autres roches ultra-alcalines se trouvent sur l'ensemble du globe terrestre (voir [figure 1.9](#)). Dans ces gisements, il est fréquent que la calcite, qui constitue la carbonatite, soit partiellement remplacée ou infiltrée par de la fluorite, ou encore

traversée par un stockwork de veinules de fluorite. La roche en contact avec la carbonatite peut subir une altération (phénitisation) due à des fluides hydrothermaux, qui sont également minéralisés en fluorite. Deux exemples de dépôts de fluorite associés à ces cas ont été largement étudiés : le gisement d'Okorusu en Namibie (*Kogut et al., 1997; Bühn et al., 2002; Shivdasan-Gebhardt et Hagni, 2008*), et le gisement d'Amba Dongar, en Inde (*Deans et al., 1972; Simonetti et Bell, 1995; Palmer et Williams-Jones, 1996; Doroshkevich et al., 2009; Singh et al., 2022*). Dans le gisement d'Amba Dongar, les études de la composition des fluides (*Palmer et Williams-Jones, 1996*) et des isotopes radiogéniques du Nd, Pb, et Sr (*Simonetti et Bell, 1995*) indiquent qu'il y avait une petite proportion d'eau magmatique mélangée à une prédominance d'eau météorique dans les fluides minéralisateurs, malgré des températures de formation de la fluorite ne dépassant pas 160 °C.

### 7.2. Gisements de fluorite liés aux intrusions alcalines

Les gisements de fluorite associés aux intrusions alcalines sont généralement en étroite relation spatiale avec des granites ou des syénites, qui sont des roches magmatiques souvent porphyriques (*Teng et Strong, 1976; Lykhin et al., 2010; Hayes et al., 2017*). Il est fréquent que les gisements des deux catégories contiennent des concentrations de niobium, d'éléments de terres rares, de tantale et de zirconium (*Kovalenko et Yarmolyuk, 1995*). Le gisement de Yermakovskoye en Russie, qui a été le premier gisement russe lié à une intrusion alcaline à être exploité, présente de petits skarns et des corps contenant des stockworks de veinules de fluorite-phénakite ou de fluorite-bertrandite (*Kislov et al., 2010; Lykhin et al., 2010*). D'autres gisements associés aux intrusions alcalines se trouvent dans le district de St. Lawrence à Terre-Neuve, Canada, où de grandes veines de fluorite traversent un granite peralcalin (*Van Alstine, 1944*). Dans d'autres districts tels que Jamestown, dans le comté de Boulder (Colorado), le minerai est principalement présent dans des brèches qui peuvent se transformer latéralement en filons (*Goddard, 1946*). Des études suggèrent que les fluides responsables de la formation de ces gisements avaient des températures allant de 100°C à 500°C (*Nash et Cunningham, 1973; Strong et al., 1984*). Ces fluides présentaient également une grande variété de salinités. Les résultats de ces études et des analyses isotopiques de l'oxygène sur le liquide contenu dans les inclusions fluides de la fluorite (par décrépitation), suggèrent que les fluides minéralisateurs étaient des mélanges d'eaux magmatiques et météoriques. Ce type de fluorite est généralement riche en éléments des terres rares (*Strong et al., 1984*). Des recherches approfondies ont été menées sur les fluides magmatiques à Yermakovskoye (*Reyf, 2004, 2008*), révélant deux types distincts : (a) une saumure

magmatique fortement enrichie en béryllium, manganèse et molybdène, avec des concentrations supplémentaires de cérium, lanthane, plomb et zinc, et (b) un fluide riche en dioxyde de carbone (CO<sub>2</sub>), contenant uniquement du béryllium, avec une température d'homogénéisation se situant entre 335 et 355 °C et une salinité relativement faible de 2,4 à 8,2 wt % NaCleqv. Ces deux fluides semblent être issus de l'ébullition d'un même fluide hydrothermal d'origine commune (Reyf, 2004, 2008).

### 7.3. Gisements épithermaux de fluorite liée aux roches volcaniques

Les gisements épithermaux sont souvent associés aux roches volcaniques alcalines et subalcalines. La fluorite présente dans ces gisements volcaniques est généralement associée à des températures et à des salinités relativement basses, ce qui suggère que les fluides minéralisateurs étaient principalement composés d'eaux météoriques. Les inclusions fluides dans la fluorite montrent des températures d'homogénéisation généralement inférieures à 175 °C et des salinités généralement inférieures à 10 wt % NaCleqv (Kesler, 1977 ; González-Partida et al., 2003). Bien que des roches intrusives puissent être présentes, elles ont probablement servi de sources de chaleur qui ont favorisé la convection des eaux souterraines à travers les roches volcaniques riches en fluor, notamment les rhyolites alcalines. Une autre possibilité, plus probable, est que les magmas qui ont donné naissance aux roches volcaniques aient évolué vers une phase tardive riche en fluor, contribuant ainsi à la minéralisation des fluides. Bien que les conditions et la composition des fluides hydrothermaux soient généralement similaires au sein de cette catégorie, la géométrie des corps minéralisés peut varier considérablement (Hayes et al., 2017). Certains se présentent sous la forme de larges filons distincts (Kimwarer au Kenya; Nyambok et Gaciri, 1975), d'autres sont des cheminées de brèche ou des brèches dans les carbonates le long des contacts avec les intrusions (Aguachile au Mexique; McAnulty et al., 1963). On trouve également des corps de remplacement dans les carbonates, connus sous le nom de "gisements de remplacement du litage" (gisements de fluorite de Spar Valley, Etats-Unis; Gillerman, 1948) ou "mantos" (le district Encantada-Buenavista au Mexique ; Temple et Grogan, 1963).

### 7.4. Gisements de fluorite de type Mississippi Valley

Les gisements de plomb-zinc (barite-fluorite) de type Mississippi Valley (MVT) sont parmi les gisements hydrothermaux de minerais les mieux étudiés dans le monde. Ces gisements se sont formés dans des aquifères carbonatés, où les eaux souterraines provenant de différents aquifères se sont mélangées. Le premier type d'eau souterraine est une saumure métallifère et/ou riche en

fluor qui s'est échappée d'un aquifère inférieur confiné sous pression artésienne. Le second type d'eau souterraine est une saumure probablement plus riche en sulfure (*Wenz et al., 2012*), qui a migré latéralement, également sous pression artésienne, et a été confinée au-dessus par un lit de schiste (*Plumlee et al., 1994, 1995 ; Bouch et al., 2006 ; Stoffel et al., 2008 ; Ingebritsen et Appold, 2012 ; Wenz et al., 2012*). Les deux saumures sont susceptibles d'être issues de nappes phréatiques basales profondes.

Différentes conditions géohydrologiques permettent à la saumure de l'aquifère inférieur de s'échapper et de se mélanger à la seconde saumure de l'aquifère supérieur. Par exemple, la présence de fractures reliant les deux aquifères peut faciliter le mélange, que ce soit dans des dépôts de veines ou des brèches. Une autre situation importante est celle où un lit de confinement se rétrécit latéralement entre les deux unités aquifères, créant un "bord de schiste". Les fluides provenant de l'aquifère inférieur s'échappent et se concentrent près du lit de confinement pincé. Cela se produit dans la plupart des minerais des districts de plomb du sud-est du Missouri, du district de Tri-State (Missouri-Kansas-Oklahoma) et du district de Pine Point dans les Territoires du Nord-Ouest, au Canada (*Brockie et al., 1968 ; Rhodes et al., 1984 ; Palmer et Hayes, 1989*). Les mélanges de saumures étudiés à partir d'inclusions fluides provenant de gisements MVT sont issus de l'évaporation de l'eau de mer (*Cathelineau et al., 2011 ; Hayes et al., 2017*). Cependant, ces fluides mélangés présentent également des effets de dolomitisation et de réduction des sulfates le long de leur trajet, et en général, ils ne montrent que de faibles quantités de redissolution du sel (*Viets et al., 1997*).

Ces gisements sont caractérisés par des températures de genèse basses (100°C-150°C) et se produisent principalement sous forme de remplissage d'espaces ouverts, d'effondrement et de brèches de dissolution et/ou de remplacement au sein de la roche hôte sédimentaire carbonatée (*Magotra et al., 2017*). Les gisements de fluorite de l'Illinois sont de ce type (*Hall et Friedman, 1963 ; Hall & Heyl, 1968*), où l'eau circule à travers les failles orientées vers le nord-est et les fractures de calcaire déposées au cours du Mississippien. Lorsque les saumures chaudes ont atteint les roches du Mississippien riches en calcium, la température et d'autres conditions étaient idéales pour la cristallisation de la fluorite le long des parois des failles et dans les joints parallèles aux lits de calcaire. Ces roches hôtes se sont dissoutes et ont été remplacées par de la fluorite.

### *7.5. Gisements de fluorite liés aux granites*

Les gisements de fluorite sont souvent associés à des granites fortement différenciés,

présentant une large gamme de compositions. Cela inclut des types de granite allant des monzogranites relativement communs aux granites à deux micas, et même aux granites riches en étain. Dans l'ensemble, plus la différenciation du granite est prononcée, plus les gisements de fluorite associés sont fréquents (*Hayes et al., 2017*). Pendant le processus de différenciation, des fluides hydrothermaux riches en fluor peuvent être libérés à partir du magma différencié. Ces fluides contenant du fluor peuvent réagir avec les minéraux présents dans les granites, pour former des gisements de fluorite.

Ce type de gisement regroupe les veines de la fluorite dans les plutons granitiques (gisement de la fluorite du Shuanghuajiang en Chine (*Li et al., 2022*), et les concentrations de la fluorite dans des gisements de béryllium, étain, tungstène en association avec d'autres minéraux fluorés (skarn à béryllium de Iron Mountains au Nouveau Mexique, *Mclmore, 2010*, et gisement Be-Sn de Lost River en Alaska, *Dobson, 1982*). Un second sous-type regroupe les gîtes "associés spatialement aux granitoïdes" mais encaissés dans des séries sédimentaires, comme ceux de Ban-Hong et Doi-Tao en Thaïlande (*Lhégu, 1975*), et ceux du Transvaal Central (Bushveld) en Afrique du Sud (*Kinnaird et al., 2004*).

Les spectres des éléments des terres rares (ETR) normalisés à la chondrite des fluorites liées aux granites et autres roches felsiques présentent une tendance relativement plate avec une anomalie Eu négative bien marquée (*Shunda et al., 2008*). En générale, ces fluorites montrent des tendances d'ETR similaires à celles observées dans les granites auxquels elles sont associées. Cependant, certaines variations dans ces tendances peuvent être attribuées aux phases de fluorite se formant ultérieurement. Des différences significatives de composition existent entre les fluorites précoces et tardives dans ce type des gisements de fluorite (*Gagnon et al., 2003*).

Les gisements liés aux granites renferment des skarns riches en fluorite, étain et tungstène, sous la forme de filons contenant de la fluorite avec de l'étain et/ou du tungstène, parfois accompagnés d'antimoine. Il existe également des gisements de greisen riches en fluorite, ainsi que des gisements de fluorites disséminées ou en stockwork (*Hayes et al., 2017*).

De manière générale, les gisements de fluorite associés à différents types d'associations magmatiques (subalcaline, peralcaline, alcaline ou carbonatitique) sont, presque sans exception, liés aux roches magmatiques les plus différenciées (*Hayes et al., 2017*). Cela comprend les intrusions et cristallisations les plus récentes, les roches les moins riches en fer et en magnésium,

et les plus riches en silice pour les roches autres que les carbonatites. Par exemple, dans les provinces magmatiques subalcalines, les gisements de fluorite se trouvent principalement avec des granites qui présentent des concentrations élevées en éléments incompatibles (Hayes et al., 2017). Les minéralisations de fluorite dans les provinces magmatiques anorogéniques peralcalines présentent également des liens avec les granites, surtout ceux à aegirine ou à riébeckite. Dans les complexes alcalins, les minéralisations de fluorite sont plus fréquemment associées aux syénites ainsi qu'aux roches à pyroxène et néphéline, et rarement aux trachytes (Hayes et al., 2017). Quant aux complexes de carbonatites, les minéralisations de fluorite sont généralement associées aux carbonatites elles-mêmes. Concernant l'association avec les roches volcaniques, les minéralisations de fluorite sont principalement liées aux rhyolites et rarement aux basaltes (Hayes et al., 2017).

Afin de faciliter la compréhension des processus qui conduisent à la formation des concentrations de fluorite et de construire des modèles conceptuels simplifiés, il est courant de classer les gisements de fluorite en trois catégories (Pohl, 2011) :

- (i) les gisements de fluorite hydrothermaux magmatiques (Fluorite d'Amba Dongar, Gujarat, Inde ; Palmer et William-Jones, 1996) ;
- (ii) les gisements de fluorite diagénétique-hydrothermaux (fluorite du District de l'Illinois et du Kentucky, États-Unis ; Goldstein, 1997 ; Denny et al., 2008 ; Pelch, 2011 ; Goldstein, 2016 ; Denny et al., 2020) ;
- (iii) les veines hydrothermales et les gisements hydrothermaux-métasomatiques (fluorite des gisements de baryte-fluorite-galène du Rio Grande rift ; Partey et al., 2009).

Cette classification semble plus fiable car elle prend en compte les différents types de fluides de minéralisation de fluorite. Les gisements hydrothermaux magmatiques sont liés aux carbonatites, aux roches magmatiques alcalines, aux granites et aux rhyolites (Hayes et al., 2017). Les concentrations économiques de fluorite sont généralement situées dans le toit des intrusions, où les volatiles magmatiques ont réagi avec les roches encaissantes (Shawe, 1976 ; Plumlee et al., 1995 ; Hayes et al., 2017). Cependant, la majorité des gisements de fluorite n'ont aucun lien avec les systèmes magmatiques. Ils comprennent les membres riches en fluorite du type de la vallée du Mississippi, les veines hydrothermales épigénétiques, les stockworks, les pipes et les masses métasomatiques, ainsi que la fluorite stratiforme hébergée dans les sédiments (González-Partida et al., 2003 ; Sánchez et al., 2009 ; Bouabdellah et al., 2014 ; Jemmali et al., 2017).

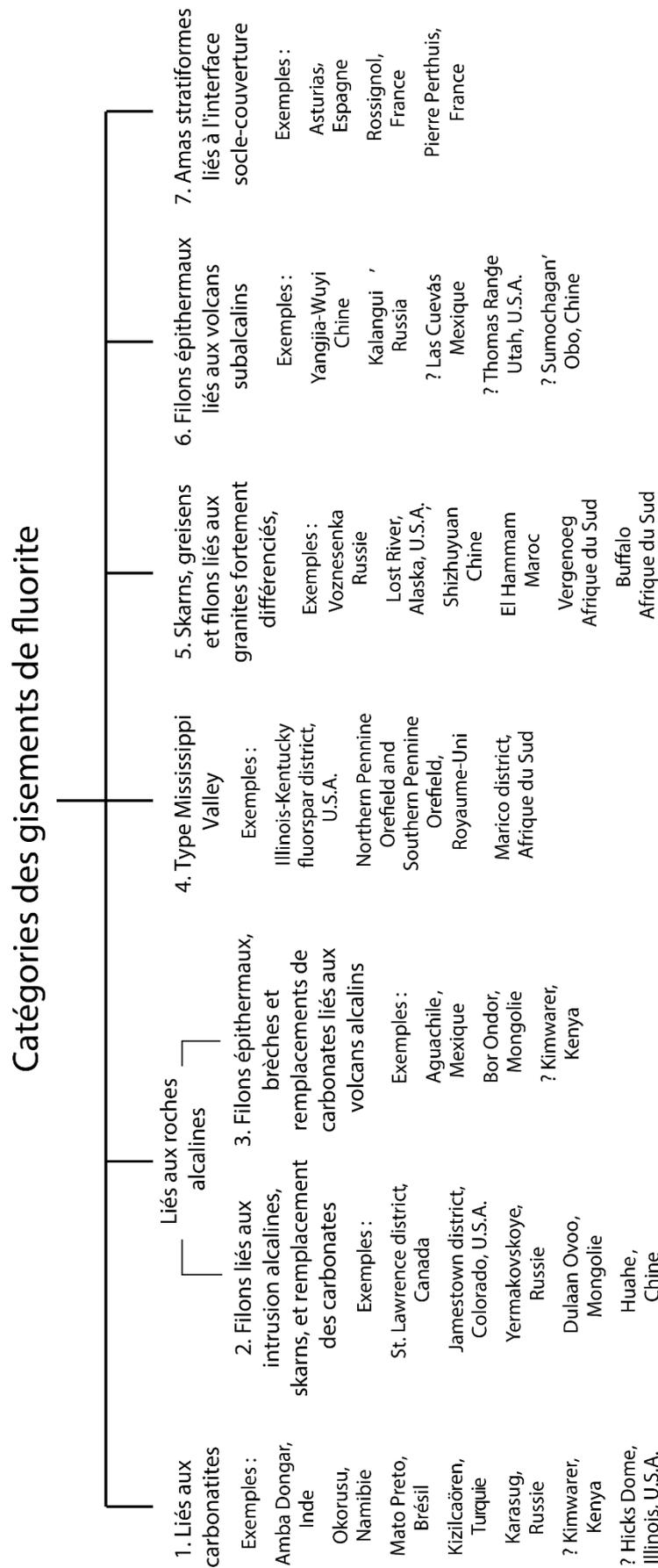


Figure 1.10: Charte montrant les catégories de gisements de fluorite (Hayes et al., 2017, modifiée)

## 8. Modèles conceptuels des gisements de la fluorite

La genèse des gisements de fluorite comme pour les autres gites minéraux est un processus complexe comportant plusieurs étapes. La première phase consiste à recueillir les substances et les fluides à la source. Les fluides peuvent être les eaux météoriques, les saumures de bassin, les magmas ou les solutions hydrothermales. Une fois les substances collectées, elles sont acheminées (phase de transport) vers un site de dépôt. La plupart du temps, ce transport s'effectue à travers un réseau de failles, de fractures, de roches poreuses ou de toute autre discontinuité perméable permettant le transfert de fluides et de substances. Après avoir atteint la zone de dépôt, les éléments se déposent (phase de précipitation) finalement dans un champ très limité par rapport à la zone d'origine. Les dépôts peuvent se présenter sous forme de veines, de filons, d'amas ou de dépôts de stratiformes. Un enrichissement peut accompagner chacune de ces phases.

Les études métallogéniques ont pour objectif de comprendre la formation des gisements minéraux et de développer des modèles conceptuels pour expliquer leur genèse. Dans le cas des gisements à fluorite à proximité des complexes ignés, plusieurs études ont été menées pour comprendre leur origine. Dans la littérature, il existe plusieurs exemples de tels gisements, dont certains sont présentés dans ce travail selon les sources des fluides minéralisateurs.

### 8.1. Modèle d'hydrothermalisme

#### 8.1.1. Source météorique

Le modèle "hydrothermalisme à source météorique" désigne les systèmes hydrothermaux qui sont alimentés par l'eau de pluie. Cette forme d'activité hydrothermale peut se produire dans des zones de roches poreuses ou fracturées où l'eau de pluie peut s'infiltrer profondément dans les roches (*Figure 1.11a*).

Une fois que l'eau de pluie pénètre dans la roche, elle peut être chauffée par une source de chaleur locale, comme un magma en profondeur ou un corps igné intrusif, ou par une anomalie thermique régionale associée par exemple au soulèvement induit par le manteau et à l'amincissement de la lithosphère (*Cathelineau et al., 2011; Steele-MacInnis et Manning, 2020*). Cette eau chauffée se met alors en mouvement et peut remonter à la surface sous forme de fluides hydrothermaux sous l'effet des cellules convectives ou des contraintes compressives. La circulation *per descensum* de ces fluides hydrothermaux le long des drains (fractures, failles,

zones perméables, etc) entraînant la lixiviation du fluor et d'autres matériaux métallogéniques qui entrent dans la formation des roches traversées. Cette lixiviation peut se produire par interaction avec les roches de socles dans les zones de discordance (*Nigon, 1988 ; Boiron et al. 2002*).

Par la suite, ces fluides hydrothermaux s'enrichissent en une variété des éléments dissous, dont le fluor, qui peut précipiter et former des gisements minéraux suite à des changements dans les conditions physico-chimiques des fluides ou par des interactions avec des roches encaissantes ou de mélange de fluides (*Richardson et Holland 1979a*). Les gisements minéraux associés à l'hydrothermalisme à source météorique peuvent prendre différentes formes, telles que des filons et veines minérales, des amas et des dépôts stratiformes.

Les fluides prédominants dans les premiers kilomètres de la lithosphère sont des fluides de recharge qui s'infiltrent depuis la surface (fluides météoriques). L'ébullition peut entraîner la libération des gaz dissous dans la solution hydrothermale, ce qui conduit à la précipitation des éléments qui restent en solution. Prenons l'exemple du gisement hydrothermal à fluorite-baryte-fer de Chaillac (Indre, France). Dans ce gisement, la fluorite de couleur verte et violette, qui est associée au premier stade minéralisateur, est supposée s'être formée à partir de la condensation de vapeurs provenant de l'ébullition d'un fluide hydrothermal profond enrichi en fluor (F), baryum (Ba) et fer (Fe). En revanche, la fluorite jaune, qui est liée au second stade minéralisateur, est supposée s'être déposée à partir des saumures résiduelles (*Sizaret, 2002; Sizaret et al., 2004*).

### *8.1.2. Saumures de bassin*

L'hydrothermalisme à saumures de bassin peut également jouer un rôle dans la formation de dépôts de fluorite, par les mêmes processus que l'eau météoritique. La saumure riche en chlorure de sodium pénètre dans les roches fracturées et les couches perméables, lessivant les éléments (F, Ba, Pb, Zn et Cu) de ces roches et des roches qu'elle rencontrera en descendant, telles que les roches du socle. Ces saumures enrichies en éléments peuvent être chauffées par une source de chaleur puis se mettent alors en mouvement ou expulsées par la réactivation des failles, pendant un régime de compression, ce qui entraîne son ascension (advection) à la surface sous forme de fluides hydrothermaux et conduit à la précipitation de la fluorite suite au même mécanisme de dépôt que l'hydrothermalisme à source météorique (*Figure 1.11b; Jébrak et Marcoux, 2008; Cathelineau et al., 2011; Steele-MacInnis et Manning, 2020*). En outre, la

percolation des saumures de bassin chauffées à travers des failles ou des fractures dans les roches encaissantes, peut dissoudre la fluorite présente initialement dans les roches. Lorsque les fluides refroidissent et se stabilisent, la fluorite précipite dans les fractures ou les cavités des roches par dissolution et recristallisation.

Dans les bassins sédimentaires, certains fluides présents sont caractérisés par le système H<sub>2</sub>O-gaz-(hydrocarbures)-sels, et ils ont une origine en partie liée à l'eau de mer. Les principaux cations présents dans la phase liquide sont le sodium (Na), le calcium (Ca) et le magnésium (Mg). Les gaz, tels que le dioxyde de carbone (CO<sub>2</sub>), le méthane (CH<sub>4</sub>), éventuellement l'azote (N<sub>2</sub>) et les hydrocarbures, sont issus de la maturation de la matière organique présente dans les sédiments. Ces fluides sont emprisonnés dans des conditions de pression généralement de l'ordre de quelques centaines de bars, à des températures relativement basses allant de 50 à 250 °C.

Ainsi, il est possible d'observer l'interaction des fluides provenant des bassins sédimentaires avec d'autres fluides d'origine météorique par dilution, comme cela a été observé dans le gisement de fluorite-baryte à l'interface socle-couverture sédimentaire du sud-est du Bassin de Paris en France ([Lenoir, 2022](#)) et des gisements filoniens à fluorite-ETR du district d'El Hammam (Maroc Central) ou le mélange de fluides, le long de l'interface socle paléozoïque - couverture mésozoïque, entre un fluide profond dont les compositions auraient été rééquilibrées avec les roches du socle suite à de fortes interactions fluide-roche et un autre fluide d'origine météorique serait le principal mécanisme à l'origine de la précipitation des minéralisations fluorées enrichies en ETR ([Chraïbi et al. 2013](#), [Zemri et al., 2015](#)). De même, il peut y avoir une interaction entre les fluides riches en hydrocarbures, les saumures du bassin et les fluides météoriques, qui auraient interagi de manière extensive avec les roches encaissantes, comme cela a été observé dans le gisement de fluorite-baryte ± sulfures de Jbel Tirremi, dans l'est du Maroc ([Bouabdellah et al., 2014](#)).

### 8.2. Modèle magmatique

La fluorite d'origine magmatique se forme lors des processus de fusion et de solidification du magma. Elle se développe dans les roches magmatiques, notamment les intrusions magmatiques et les filons de pegmatite et de carbonatites ([Figure 1.11d](#)). Le lien génétique entre le magmatisme et les minéralisations de fluorite peut être variable. La fluorite peut dériver de fluides magmatiques à tardi-magmatiques (i.e., magmas felsiques; [Schönenberger et al., 2008](#); [Cheilletz et al., 2010](#); [Bouabdellah et al., 2010a](#)). Le fluide magmatique-juvénile, reconnu dans

de nombreux types de gisements, montrant souvent une forte concentration en chlore. La salinité peut atteindre 68 wt % NaCl eqv (fluorite de Transbaïkalie occidentale, Russie; [Redina et al. 2021](#)). Les fluides tardi-magmatiques (Amba Dongar, Inde, [Palmer et Williams-Jones, 1996](#) ; Itapirapuã, Brésil, [Andrade et al., 1999](#); Okorusu, Namibia, [Bühn et al., 2002](#)), montrent de larges plages de températures d'homogénéisation (100 à 500 °C) et des fluides varient largement d'élevées à faibles. Par conséquent, les inclusions fluides à basse température et à faible salinité dans les fluorites dérivées de fluides tardi-magmatiques ont été considérées comme reflétant un mélange entre un fluide tardi-magmatique porteur de F et de grandes quantités d'eau météorique ([Simonetti et Bell, 1995](#); [Palmer et Williams-Jones, 1996](#)).

Les fluides se déplacent sous l'influence de la pression et/ou de la température, et des variations de densité du fluide. Les interactions fluide/roche et/ou le mélange de deux fluides de compositions différentes avec addition ou dilution peuvent entraîner un changement de pH, un changement dans la fugacité en oxygène, un échange de composants, ce qui provoque la précipitation de la fluorite disséminée et interstitielle ([Cathelineau et al., 2011](#)). Des filons de fluorite peuvent se former à partir de ces fluides magmatiques lorsqu'ils circulent à travers les fractures présentes dans la roche magmatique en cours de refroidissement. Au fur et à mesure que les fluides refroidissent, les minéraux précipitent ([Jébrak et Marcoux, 2008](#)).

### 8.3. *Modèle magmatique-hydrothermale*

La fluorite d'origine hydrothermale-magmatique est une variété de fluorite qui se forme dans des environnements où les processus magmatiques et hydrothermaux se produisent simultanément. Le mélange de fluides hydrothermaux et tardi-magmatiques se produit lorsque les fluides hydrothermaux circulant dans les fissures et les failles des roches rencontrent les magmas tardifs, c'est-à-dire ceux qui se sont formés après la cristallisation initiale de la masse magmatique. Dans ce type de formation, les fluides hydrothermaux sont générés par l'eau de surface qui pénètre dans les roches magmatiques, où elle est chauffée ([Simonetti et Bell, 1995](#); [Palmer et Williams-Jones, 1996](#)). Lorsque les fluides hydrothermaux rencontrent les magmas tardifs, ils peuvent être incorporés dans la masse magmatique, provoquant une augmentation de la pression et de la température. Cette interaction peut provoquer aussi des réactions chimiques qui conduisent à la formation de dépôts de fluorite ([Figure 1.11c](#)). Ce processus se produit généralement dans les zones de contact entre les intrusions magmatiques et les roches encaissantes.

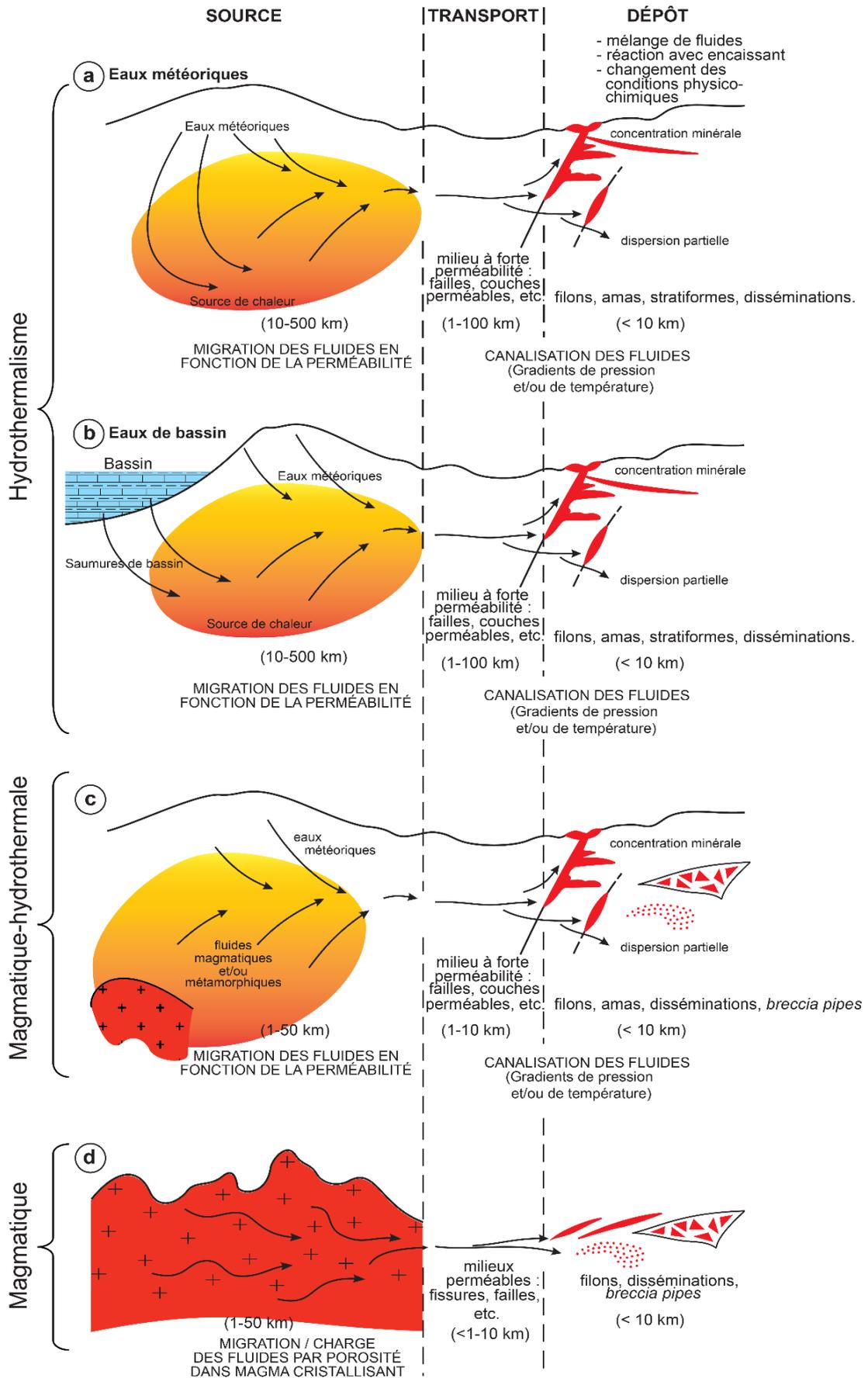


Figure 1.11: Les modèles conceptuels des étapes de formation d'un gisement de fluorite: source-transport-dépôt d'après Jébrak et Marcoux (2008), modifié.

## 9. Problématique sur les minéralisations à fluorite de Bou-Izourane

Les processus décrits ci-dessus peuvent fournir l'histoire de la formation de minéralisations de fluorite (sources des fluides, moteurs de circulation des fluides et mécanismes de dépôt) dans différents types de gisements. Comprendre les mécanismes de formation des gisements de fluorite est essentiel pour optimiser l'exploration et l'exploitation de cette ressource minérale.

Dans le district minier de Bou-Izourane, en exploitation depuis 2004, on trouve des minéralisations de fluorite à la fois dans la couverture sédimentaire mésozoïque et dans les roches magmatiques et métamorphiques de Tamazeght, qui datent de l'Éocène moyen à tardif (*Tisserant et al., 1976 ; Agard, 1977 ; Klein et Harmand, 1985*). Ces minéralisations présentent une complexité géologique qui nécessite une étude approfondie sur l'origine, les processus de circulation des fluides et des mécanismes de dépôt associés. Le secteur d'étude présente une distribution géographique variée des sites minéralisés. Trois sites, Bou-Izourane, Bou-Kharouba et Takkat, sont localisés dans la partie orientale du district au sein des formations marneuses et carbonatées du Lias. La partie occidentale du district abrite quatre autres sites, celui de Tabja, Bou-Imtessene, Meghsan et Tamazeght, où la minéralisation se trouve soit dans les formations du Lias, soit dans l'auréole métamorphique du complexe de Tamazeght (skarn), soit dans les syénites de l'Eocène moyen du complexe magmatique de Tamazeght.

Malgré les connaissances acquises jusqu'à présent, plusieurs questions demeurent sans réponse concernant les minéralisations de fluorite à Bou-Izourane, soulignant l'importance de mener des recherches approfondies pour mieux comprendre ces processus géologiques. Les résultats de cette thèse contribueront à une meilleure compréhension des processus géologiques responsables de la formation des gisements de fluorite dans cette région et pourront avoir des implications significatives dans le domaine de l'exploration et de l'exploitation minière. Ainsi, la détermination de l'origine et la datation des minéralisations à fluorite de Bou-Izourane au niveau du Haut Atlas Central Marocain telles que proposées dans ce manuscrit viseront à tenter de répondre aux questions suivantes :

1. Quelle est la nature et l'origine des fluides minéralisateurs responsables de la formation des minéralisations de fluorite dans le district de Bou-Izourane ?

- Température et la salinité des fluides minéralisateurs impliqués dans ces minéralisations de fluorite ;

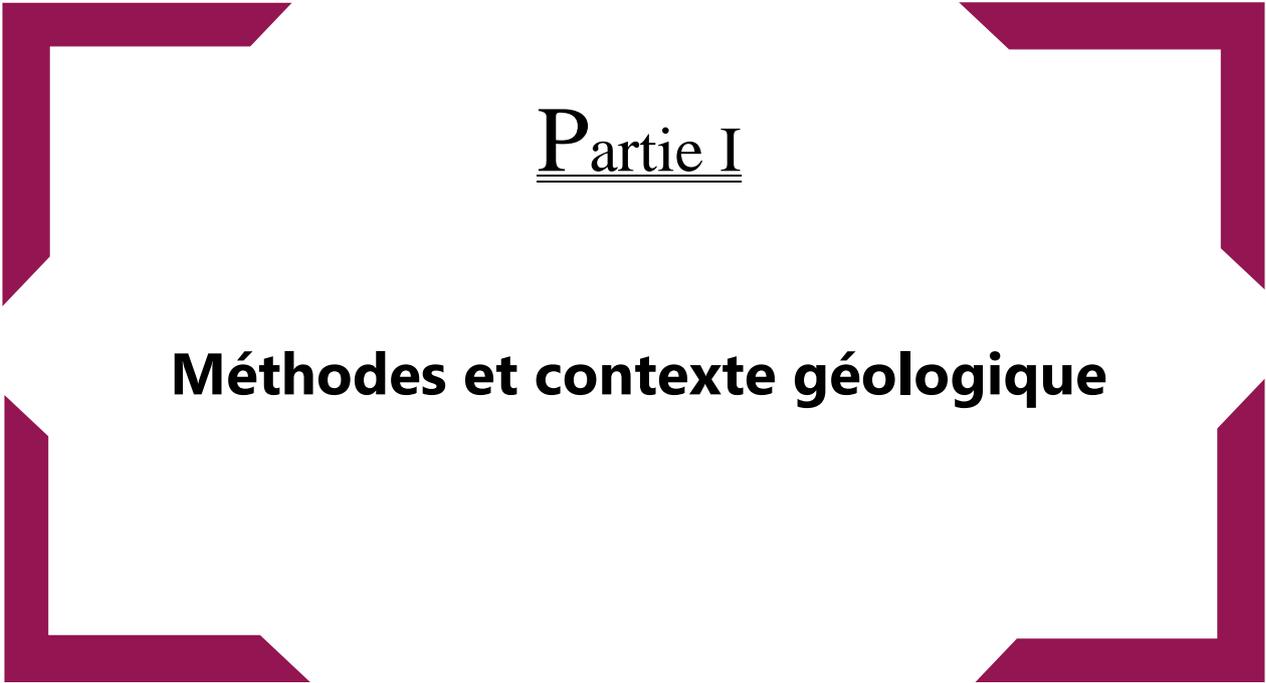
- Source du fluor et du calcium, éléments essentiels à la formation de la fluorite ;

2. Quel est le rôle du magmatisme de Tamazeght dans la formation des minéralisations de fluorite ?

3. Quelles sont caractéristiques métallogéniques, les causes et les mécanismes responsables des migrations de fluides dans le district minier de Bou-Izourane ?

4. Quel est l'âge des minéralisations en fluorite ( $\text{CaF}_2$ ) dans cette région ?

5- Quels sont les domaines d'application de la fluorite du district de Bou-Izourane ?



# Partie I

## **Méthodes et contexte géologique**

## Chapitre 2

# **Echantillonnage, techniques et protocoles d'étude**

## 1. Introduction

Ce chapitre a pour but de décrire les différentes techniques et méthodes utilisées pour étudier l'origine des fluides minéralisateurs et la relation entre le complexe de Tamazeght et les minéralisations de fluorite. Afin de répondre aux questions soulevées dans la partie "Problématique" (cf. Chapitre 1, section 9), plusieurs méthodes analytiques ont été employées en complément des travaux sur le terrain, chacune visant à répondre à des questions spécifiques. Dans un premier temps, des relevés cartographiques approfondis et un échantillonnage systématique ont été réalisés. Ensuite, les échantillons ont été préparés, ce qui a inclus la confection de lames minces, de lames épaisses, de plots en résine, ainsi que le broyage des échantillons et la séparation des minéraux lourds en vue de leur datation. Chaque étape de la préparation a nécessité une vigilance particulière afin d'éviter toute confusion (voir plus loin) ou contamination susceptible de fausser les résultats.

Les travaux de laboratoire, ont été réalisés au sein de différentes structures de recherche marocaines et françaises, et ont consisté en plusieurs types de préparation dont :

1. La confection d'une cinquantaine de lames minces, une quinzaine de lames épaisses et une trentaine plots au département de géologie de la faculté des Sciences d'Oujda et au laboratoire Géosciences Paris-Saclay. L'étude de ces lames, minces et épaisses, et des plots en : i- microscopie optique, ii- cathodoluminescence, et iii- microscopie électronique à balayage (MEB-EDS) a été effectuée au laboratoire Géosciences Paris-Saclay. Elle est complétée par des analyses géochimiques à la microsonde électronique (WDS), à Sorbonne Université (CAMPARIS, France), afin de déterminer les principales phases minérales et l'établissement des successions paragenétiques ;

2. L'analyse géochimique multi-élémentaire par ablation laser (LA-ICP-MS) des cristaux de fluorite et la calcite associée (plots) au sein du laboratoire Géosciences Paris-Saclay : Ce type d'analyse a été effectué pour déterminer les compositions en ETR et autres éléments en traces dans la fluorite et la calcite des différents sites minéralisés ;

3. L'étude des inclusions fluides sur les lames épaisses au laboratoire Géosciences Paris-Saclay en vue de caractériser la pétrographie de ces inclusions fluides, de réaliser les analyses microthermométriques (les températures d'homogénéisation et les salinités correspondantes), et de définir la nature et l'origine des fluides minéralisateurs. Cette étude est complétée par la

spectroscopie Raman au laboratoire GeoRessources de l'Université de Lorraine (France) pour identifier les différentes phases principalement solides dans les inclusions ;

4. La géochimie isotopique sur la calcite (isotopes stables du carbone et de l'oxygène) pour retracer la source et l'origine des fluides minéralisateurs. Ces calcites ont été analysées au laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement (UVSQ, CEA, CNRS, Université Paris-Saclay, France);

5. La géochimie de la roche totale (lamprophyres, carbonatites, syénites, skarns, calcaires, marnes, et fluorites), par dissolution, a été réalisée par spectrométrie de masse à plasma à couplage inductif (ICP-MS) au sein des laboratoires d'analyse ALS minerals en Irlande et Bureau Veritas Minerals au Canada ;

6. La datation U-Pb (LA-ICP-MS) sur : ii- des zircons séparés dans les roches syénitiques encaissantes effectuée au laboratoire Géosciences Paris-Saclay, ii- des titanites séparées dans les lamprophyres, iii- et des apatites collectées dans les syénites, les ijolites, les shokinites et les lamprophyres. La datation de ces apatites et titanites a été entreprise au laboratoire Géosciences Rennes (l'Université de Rennes).

## **2. Travaux de terrain et échantillons**

Une série de missions sur le terrain, totalisant une durée totale de quatre mois, a été entreprise au sein de la Société Global Mines, dans la région de Bou-Izourane et du complexe de Tamazeght (commune rurale Zaouiat Sidi Hamza, province de Midelt, Maroc), dans le but de réaliser un relevé cartographique détaillé des différentes formations géologiques et des structures minéralisées à fluorite présentes dans la région. L'objectif principal était d'améliorer la cartographie géologique de la zone d'étude afin d'obtenir une meilleure compréhension du potentiel minier local. Lors de ces missions, on a procédé à un échantillonnage systématique afin de couvrir toutes les formes de minéralisation présentes en surface, dans les galeries souterraines en cours d'exploitation, ainsi que dans les roches encaissantes. La [Table S1](#) présente en [Annexe 1](#) offre une illustration approfondie de la totalité des échantillons qui ont été collectés dans la région de Bou-Izourane. Cette table détaille de manière exhaustive l'éventail des échantillons prélevés, fournissant ainsi une vue complète et détaillée de la composition et de la diversité des spécimens recueillis dans cette zone riche en fluorite.

### 3. Techniques d'étude de la fluorite et la relation minéralisation/roche encaissante

Tous les échantillons récoltés sur le terrain, dont la taille varie de quelques centimètres à plusieurs dizaines de centimètres, sont soigneusement observés macroscopiquement avant toutes analyses complémentaires (*Figure 2.1*).

Les échantillons ont été sciés afin de réaliser des lames minces (30  $\mu\text{m}$ ) et épaisses (200  $\mu\text{m}$ ). Les lames minces sont observées au microscope optique puis au microscope à cathodoluminescence et au microscope électronique à balayage (MEB). Les différentes phases minérales sont décrites et ordonnées au sein de paragenèses, qui sont ensuite comparées pour dégager une chronologie globale des événements. Cette chronologie comprend également les éventuelles phases de dissolution, d'altération, et de fracturation. Les phases de croissance sont détaillées par cathodoluminescence et permettent de discriminer les différentes générations de fluorite. Les lames sont enfin observées au MEB pour identifier les petites phases minérales (10 à 100  $\mu\text{m}$ ). Les lames épaisses sont observées au microscope optique afin de décrire les différentes générations d'inclusions fluides piégées dans les minéraux (fluorite et calcite).

D'autre part, des cristaux de fluorite et de calcite de quelques millimètres à un centimètre de côté sont extraits et nettoyés, puis placés dans un moule d'un diamètre de 2,5 cm, et un mélange de résine époxy (90 %) et de durcisseur (10 %) est utilisé pour préparer les plots (*Figure 2.2*). À l'aide de disques abrasifs de 60, 120, 320, 800 et 1200  $\mu\text{m}$ , tous les échantillons initialement réalisés en plot sont polis. Des disques tressés avec de la pâte diamantée contenant des cristaux de 3 puis 1  $\mu\text{m}$  ont été utilisés pour affiner le polissage. Ces plots polis sont observés au microscope optique (lumière réfléchie) puis au microscope à cathodoluminescence et au microscope électronique à balayage (MEB). Les éléments majeurs, mineurs, traces et terres rares dans les différentes phases (fluorite et calcite) montées dans les plots sont quantifiés par ablation laser-ICP-MS.

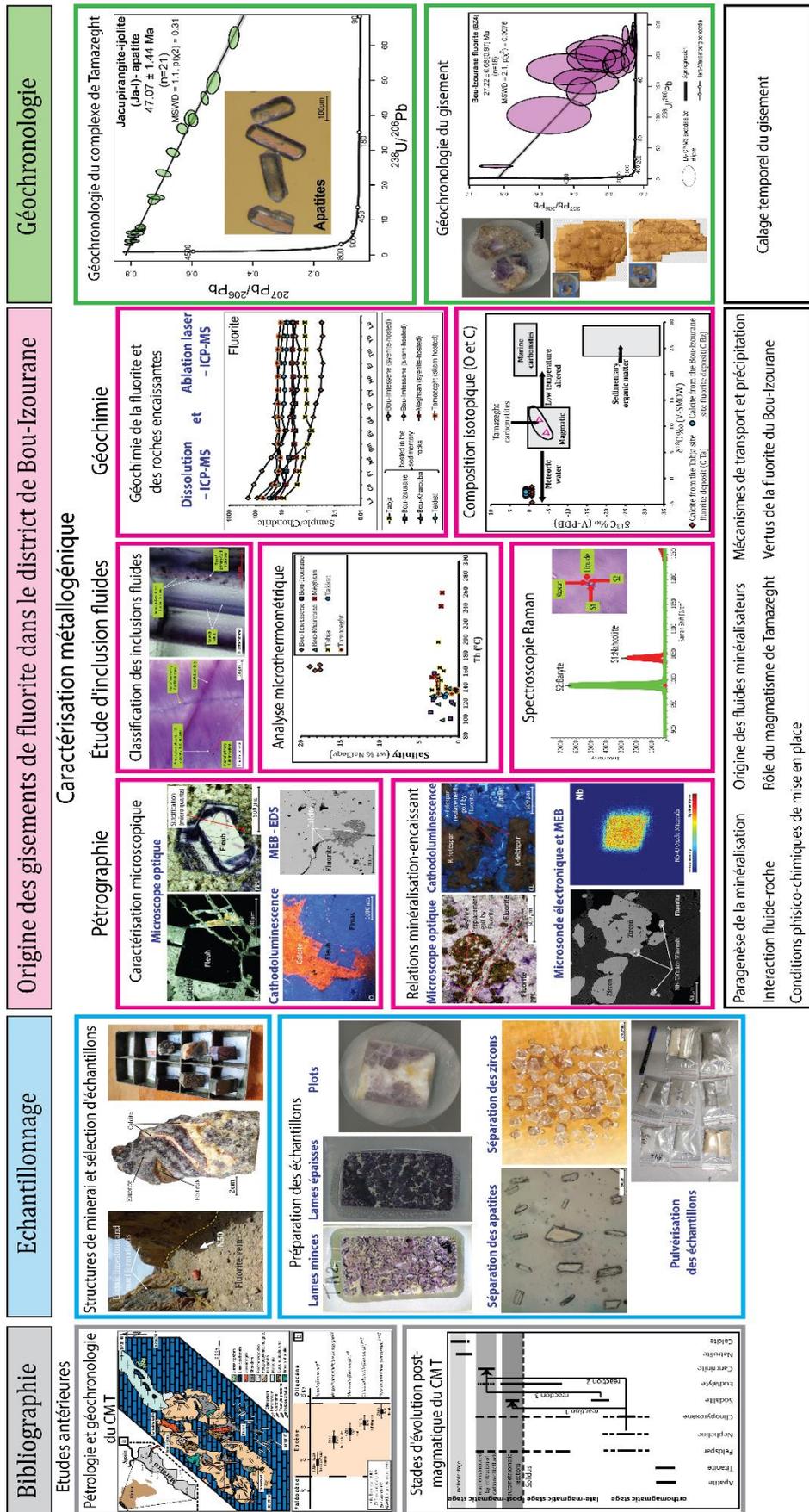


Figure 2.1: Stratégie méthodologique de la pétrologie, des inclusions fluides et de l'étude géochimique de la minéralisation en fluorite dans le district de Bou-Izourane. CMT : Complexe magmatique de Tamazeght.

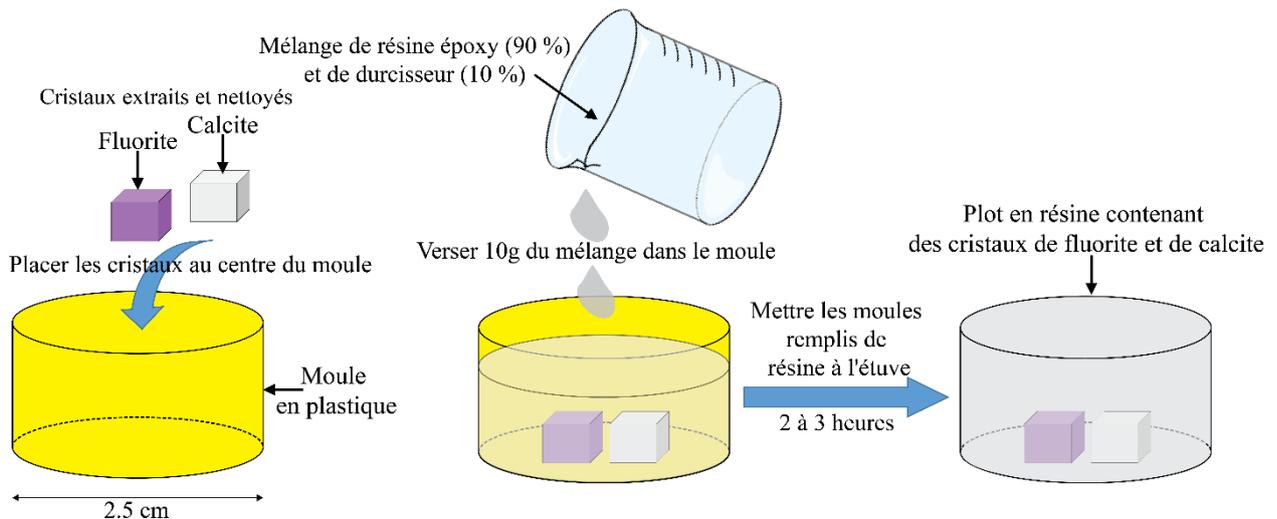


Figure 2.2: Schéma de la préparation des échantillons dans les plots en résine.

### 3.1. Caractérisations pétrographiques

#### 3.1.1. Microscopie optique

La microscopie optique à lumière transmise et réfléchie couplée à des caméras haute résolution a été utilisée pour l'étude de lames minces ou sections polies (Figure 2.3), afin d'illustrer les paragenèses et déterminer la chronologie relative entre les différentes phases minérales. Elle a permis également la classification des inclusions fluides sur les lames épaisses, avant qu'elles soient préparées pour l'étude microthermométrique.

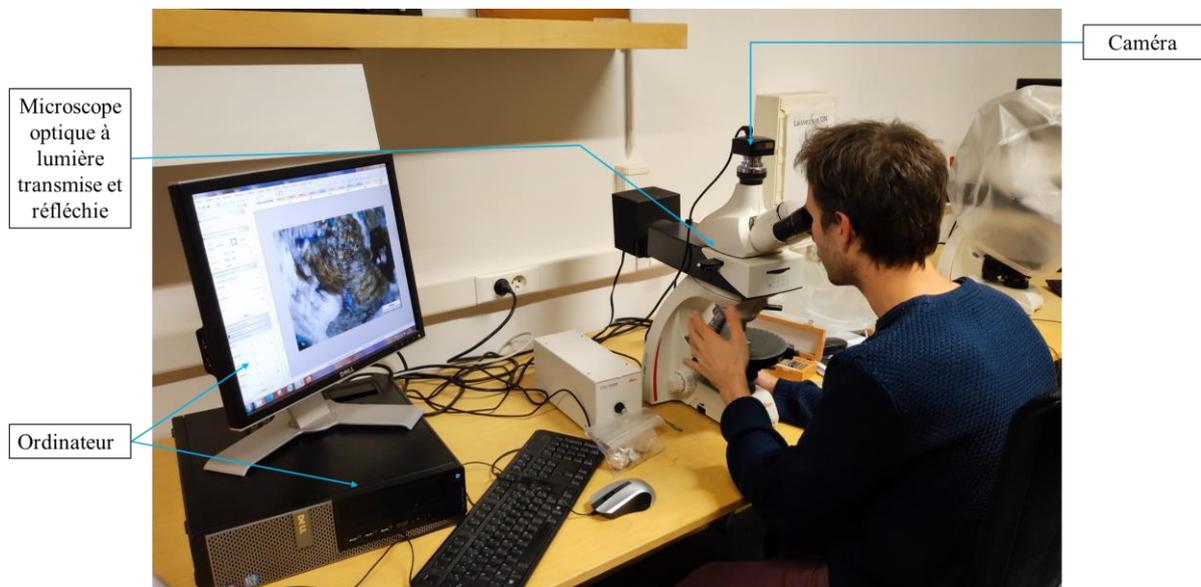


Figure 2.3: Microscopie optique du laboratoire Géosciences Paris-Saclay

#### 3.1.2. Microscope à cathodoluminescence (CL)

La cathodoluminescence permet de repérer et caractériser finement les différentes phases

minérales constituant les échantillons (fluorite, calcite, quartz), et de différencier les phases de croissance cristalline (calcite, fluorite). L'analyse consiste à bombarder un échantillon (plot, section épaisse ou lame polie) par un faisceau d'électrons à haute énergie, émis depuis un canon à cathode froide, conduisant à l'émission d'une lumière visible. Celle-ci est due à l'excitation de certains éléments traces contenus dans les minéraux. Les observations de CL ont été réalisées sur un microscope Olympus BX41 couplé à une cathodoluminescence à cathode froide Cathodyne (NewTec) fonctionnant à 10-12 kV et 160–260  $\mu$ A et une caméra numérique Qicam Fast 1394 (Figure 2.4).

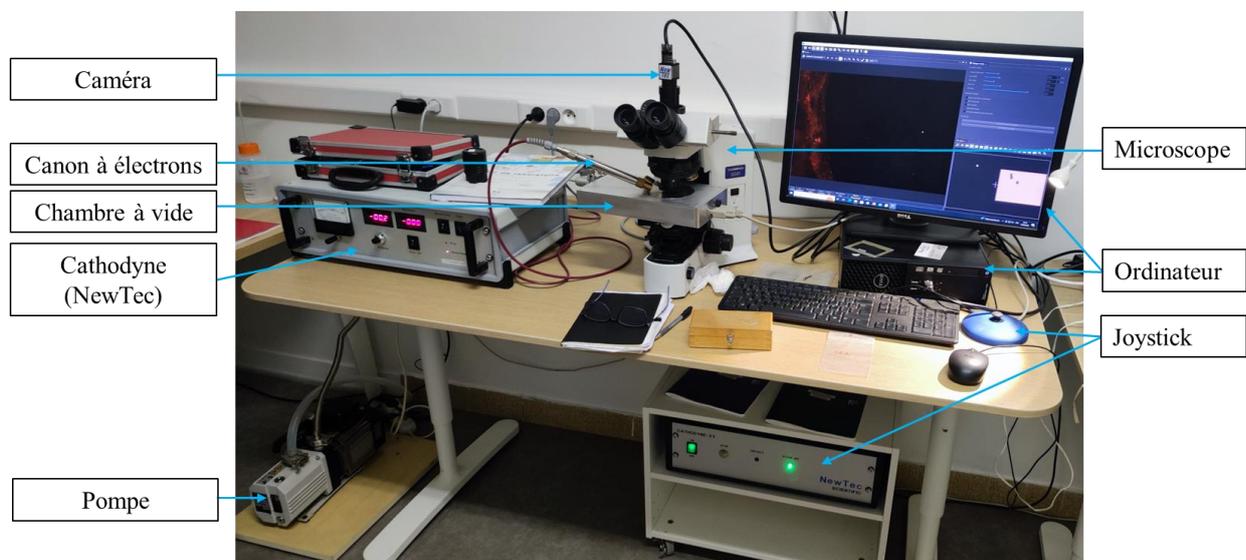


Figure 2.4: Microscope à cathodoluminescence du laboratoire Géosciences Paris-Saclay

### 3.1.3. Microscopie électronique à balayage

La microscopie électronique à balayage (MEB) est une technique de microscopie électronique capable de produire des images en haute résolution de la surface d'un échantillon en utilisant le principe des interactions électrons-matière. Le MEB de paillasse Phenom X Pro utilisé dans ce travail, est équipé d'une caméra numérique, d'un détecteur d'électrons rétrodiffusés, d'une micro-sonde EDS (spectroscopie à dispersion d'énergie), avec 3 tensions d'accélération (5, 10 et 15 keV) (Figure 2.5). Les images MEB ont été produites à une tension d'accélération de 15 keV et les compositions élémentaires semi-quantitatives ont été mesurées par spectrométrie à dispersion d'énergie (EDS) à une tension d'accélération de 15 keV et un temps d'accumulation de 30 s. Le MEB est primordial pour aider à l'identification des différentes phases minéralogiques et bien illustrer la séquence paragénétique.



Figure 2.5: MEB de paillasse Phenom X Pro du laboratoire Géosciences Paris-Saclay.

### 3.2. Etude des inclusions fluides

Au cours des deux dernières décennies, l'étude des inclusions fluides s'est considérablement développée, englobant désormais presque toutes les principales disciplines géologiques, y compris la sédimentologie, la pétrologie magmatique et métamorphique, et la métallogénie. Ce regain d'intérêt est largement dû à la prolifération de méthodes d'analyse solides. En effet, des méthodes fondamentales (telles que la microthermométrie) combinées à des méthodes de microanalyse de plus en plus poussées ont permis de caractériser les inclusions en termes de propriétés pétrographiques et géochimiques (spectroscopie Raman). À température ambiante, les inclusions fluides sont de minuscules cavités intra-cristallines qui contiennent une ou plusieurs phases liquides ou gazeuses, ainsi qu'occasionnellement une ou plusieurs phases solides (Figure 2.6). Au microscope optique, on peut observer des inclusions fluides dans des minéraux transparents dont la taille varie de quelques micromètres à plusieurs dizaines, voire centaines de micromètres, et dans de rares cas sur certains minéraux opaques (stibine, pyrite) sous infrarouge (Lüders, 1996). Les seules archives du fluide minéralisateur, se trouvent encore dans les inclusions fluides. Leurs études nous permettent : (1) d'appréhender les paramètres physico-chimiques des paléofluides en termes de température, de pression et de profondeur de circulation ; et (2) de caractériser quantitativement et qualitativement leurs compositions en gaz et en sels dissous afin de modéliser les réactions entre les fluides et les minéraux. Cependant, une inclusion n'est considérée comme reflétant la composition du fluide parent que si elle satisfait à trois conditions essentielles (Roedder, 1984, Goldstein et Reynolds, 1994), à savoir que (1) la composition du fluide piégé n'a pas changé depuis qu'elle a été piégée ; (2) le volume de l'inclusion est resté constant

depuis qu'elle a été piégée (l'absence de déformation post-piégeage); et (3) la composition du fluide piégé est restée homogène. Il est essentiel que l'inclusion ait conservé son volume constant (système d'isochore), d'autant plus que la recristallisation du minéral hôte entraîne fréquemment des fluctuations de volume. Par exemple, l'apparition d'un "necking down" (c'est-à-dire le pincement de l'inclusion principale en plusieurs inclusions plus petites, chacune isolant quelques phases gazeuses ou solides confinées) entraîne des caractéristiques distinctes en termes de volume et de composition (Figure 2.7). Le volume de l'inclusion peut également changer en raison de variation de la température, comme la décrépitation de l'inclusion.

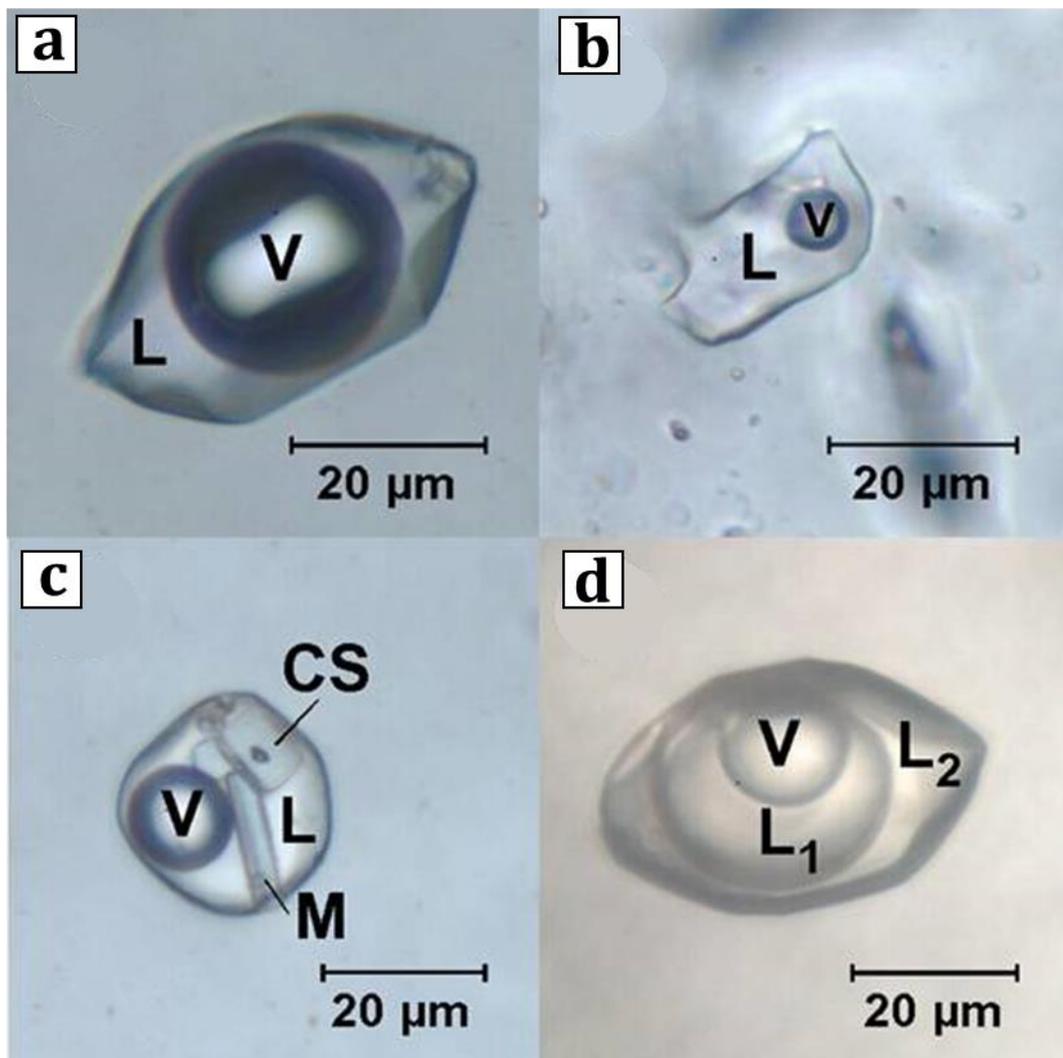


Figure 2.6: Microphotographies montrant les principales catégories d'inclusions fluides. A. Inclusion fluide biphasée avec une phase vapeur dominante. B. Inclusion fluide biphasée avec une phase liquide dominante. C. Inclusion fluide triphasée avec un cube de sel (CS), un minéral en baguette (M) et d'autres solides. D. Inclusion fluide triphasée comprenant deux liquides (notés L1 et L2) immiscibles. L = liquide. V = vapeur (Dubois, 1992).

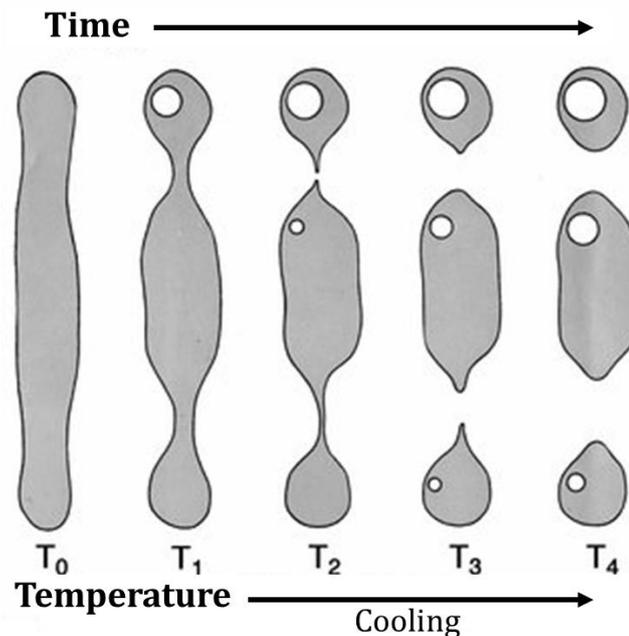


Figure 2.7: Schéma montrant comment l'élongation (stretching) pendant le refroidissement (de la température de piégeage  $T_0$  à la température ambiante  $T_4$ ) provoque l'étranglement (necking-down) d'une inclusion fluide et la formation de multiples inclusions fluides hétérogènes (d'après Roedder, 1962).

### 3.2.1. Pétrographie des inclusions fluides

Des critères classiques ont été utilisés pour distinguer les inclusions primaires et secondaires en fonction de la morphologie des cavités, de sa position sur les plans de croissance et de ses propriétés de la nature des phases piégées à une température ambiante (Roedder, 1979, 1984 ; Van den Kerkhof, 1988; Van den Kerkhof et Hein, 2001 ; Figure 2.8 et Figure 2.9). Cette étape est essentielle dans l'étude des inclusions fluides et consiste à faire une observation préliminaire au microscope de façon à :

- Repérer les inclusions et familles d'inclusions, à rechercher les critères de définition d'une cavité primaire, secondaire ou pseudo-secondaire;
- D'identifier les fluides et solides inclus (indices de réfraction, couleur, ...);
- Repérer les familles d'inclusions : monophasées, biphasées, triphasées.

La croissance de cristal peut être gênée par des processus pouvant engendrer la création de cavités ou de lacunes de cristallisation qui peuvent piéger un échantillon fluide du milieu générateur aboutissant à la formation d'inclusions fluides primaires (Figure 2.8). Le cristal peut

être affecté, lors de sa croissance, par des microfissures; la cicatrisation de ces dernières engendre la naissance d'inclusions pseudo- secondaires groupées en alignements et pouvant traverser les zones de croissance (Figure 2.8). Les inclusions fluides secondaires se forment une fois la croissance cristalline s'est achevée, ce qui indique la succession des paléo- événements pour le cristal hôte, elles sont regroupées en alignement traversant les zones de croissance, les limites transcristaux et les fissures post précipitation (Figure 2.8). Lorsque les critères de reconnaissance ne sont pas établis avec exactitude pour déterminer l'origine de l'inclusion par rapport aux phases de croissances du minéral hôte, on parle alors d'inclusions indéterminables (Goldstein, 2003).

Les inclusions fluides peuvent être classées en plus de leur chronologie primaire, secondaire ou pseudo secondaire en fonction de la composition des phases piégées (vapeur, liquide et solide). Généralement, trois types d'inclusions fluides ont été prouvés, y compris des inclusions monophasées, biphasées, triphasées ou polyphasées (Table 2.1). Les inclusions monophasées sont celles qui n'ont qu'une seule phase (liquide ou vapeur). Les inclusions biphasées sont définies comme celles qui ont deux phases, une phase liquide (L) et l'autre vapeur (V). Les rapports L/V définissent, pour leur part, deux sous-classes d'inclusions diphasiques dont (i) les inclusions biphasiques riches en liquide ( $L > 50\%$  exprimé en eau ( $H_2O$ ), pétrole, phase dense à  $CO_2$ ,  $H_2S$ ) et (ii) les inclusions biphasiques riches en gaz de faible densité ( $CO_2$ ,  $CH_4$  et  $N_2$ ) dont le volume de la phase gazeuse peut aller de 50 à 80% du volume total de l'inclusion. Cependant, la présence d'une phase liquide, d'une phase gazeuse, ainsi que d'une ou plusieurs phases solides ayant soit précipité in situ, soit été piégé accidentellement lors de la formation de l'inclusion, distingue les inclusions triphasées ou polyphasées (L+V+S). Les inclusions à liquides immiscibles sont caractérisées par la présence de deux liquides immiscibles dont l'un est aqueux, généralement de l'eau; l'autre est souvent un liquide riche en  $CO_2$  ou du pétrole.

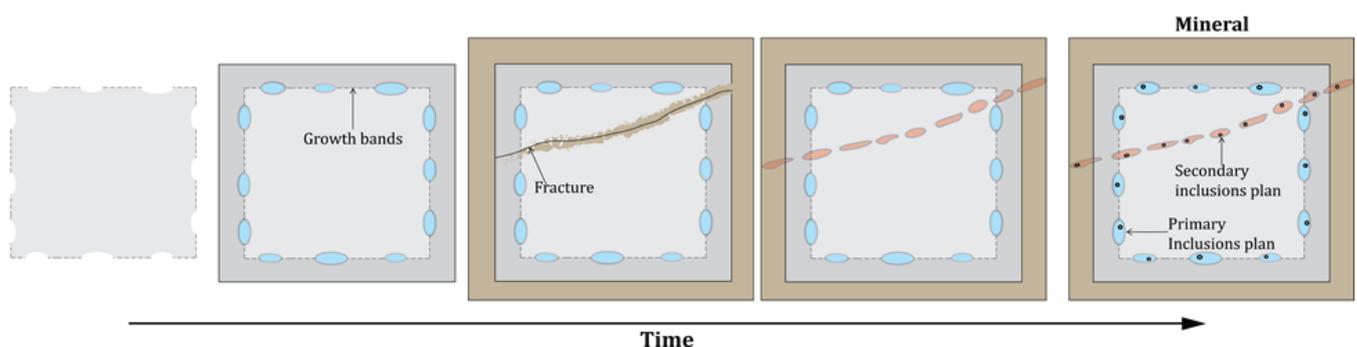


Figure 2.8: Schéma présentant le processus de la cicatrisation d'une micro-fracture ouverte dans le minéral hôte aboutissant à un plan d'inclusions fluides secondaires.

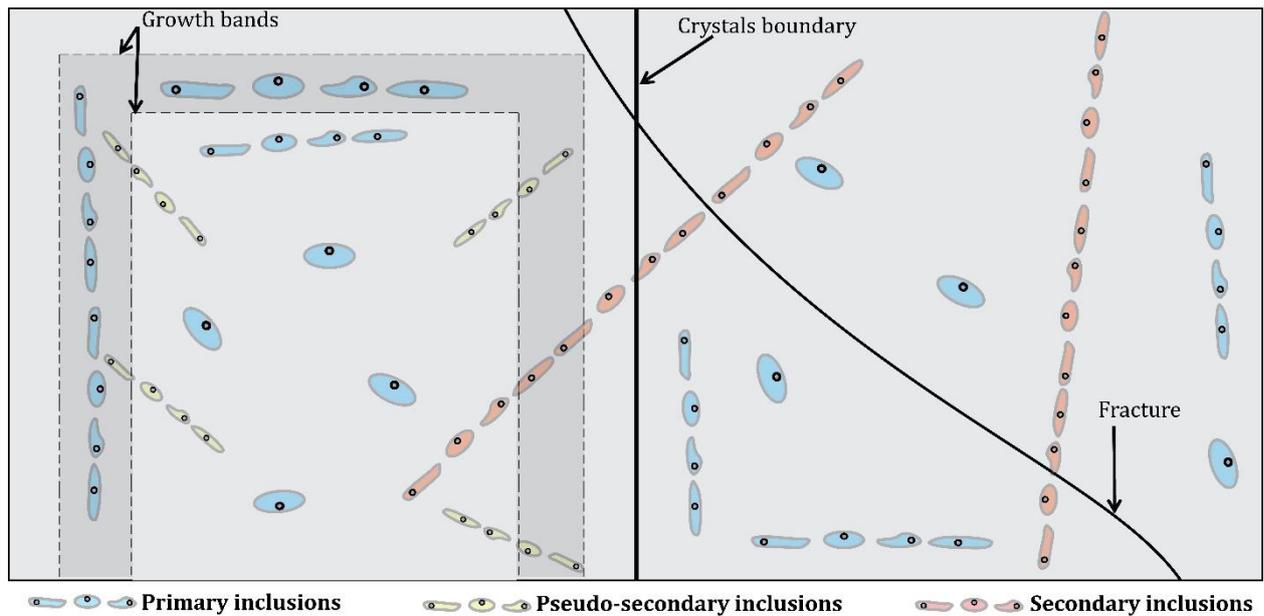


Figure 2.9: Schéma de diverses inclusions fluides dans les minéraux (d'après Roedder, 1979).

Table 2.1: Classification des inclusions fluides en fonction de la nature des phases piégées à la température ambiante (Shepherd et al., 1985 ; Costanzo et al., 2005). L. liquide, V. vapeur, S. solide, PS. plusieurs solides.

Type d'inclusion	Phase (s)		Composition	Exemples typiques
Monophasée	Liquide	L	L = 100 %	
	Vapeur	V	V ≈ 100 %	
Biphasée	Riche en liquide	L + V	L ≈ 100 %	
	Riche en vapeur	L + V	V = 50 à 80 %	
Polyphasée	Solide	S + L ± V	S < 50 % L, V variable	
	Plusieurs solides	PS + L ± V	S > 50 % L, V variable	
	Liquides immiscibles	L1 + L2 ± V	L1, L2 > 50 %	

### 3.2.2. Analyse microthermométrique

La microthermométrie est une méthode d'analyse utilisée pour identifier et caractériser les fluides par la mesure des températures des changements de phase à l'intérieur des inclusions fluides. Les températures d'homogénéisation ( $T_h$ ) et de fusion de la glace d'eau ( $T_m$ ) des inclusions

aqueuses biphasées ont été acquises à l'aide d'une platine réfrigérante et chauffante LINKAM MDS600, montée sur un microscope Leica et équipée d'une caméra Qimaging–Qicam Fast 1394, au laboratoire Géosciences Paris-Saclay (Figure 2.10). Les incertitudes associées aux mesures de  $T_h$  et de  $T_m$  sont respectivement de  $\pm 1,0$  °C et  $\pm 0,1$  °C.

Trois étapes dans l'analyse microthermométrie permettent d'observer ces changements:

- (1) Etape de refroidissement « cryométrie » (25 jusqu'à -180°C) : phase de nucléation de la glace (température de prise en glace) et des hydrates de sels ou de gaz ;
- (2) Etape de réchauffement (-180 jusqu'à 35°C), on mesure la température : eutectique, fusion de la glace, homogénéisation du CO<sub>2</sub>;
- (3) Etape de chauffage « thermométrie » (25 jusqu'à 600°C) : phase d'homogénéisation.

Les mesures de température typiques sont les suivantes :

- La température de prise en glace ( $T_f$ ) : qui correspond à la température de congélation de l'inclusion fluide.
- La température de début de fusion de la glace ( $T_e$ ) ou température de l'eutectique du système H<sub>2</sub>O-sels qui permet de caractériser la nature des sels dissous (NaCl, CaCl<sub>2</sub>, KCl, ...) dans la phase aqueuse;
- La température de la dernière fusion de la glace ( $T_{mice}$ ) qui correspond à la disparition du dernier cristal de glace après congélation. La valeur obtenue permet de déterminer la salinité des systèmes à un seul sel et sans quantité critique de gaz. Elle permet d'estimer une salinité exprimée en poids pourcent équivalent NaCl ;
- La température de fusion de l'hydrohalite ( $T_{mHH}$  ; HH = NaCl-2H<sub>2</sub>O) qui peut notamment renseigner sur la salinité de la phase aqueuse par le biais du calcul du rapport NaCl/(NaCl + CaCl<sub>2</sub>) dans le système H<sub>2</sub>O - NaCl - CaCl<sub>2</sub> ;
- La température de fusion de l'halite ou tout autre sel ( $T_{mHI}$  ; HI = NaCl)
- La température d'homogénéisation ( $T_h$ ) qui s'obtient lorsqu'il ne reste qu'une seule phase (liquide, vapeur ou critique) dans l'inclusion et dont la valeur enregistrée correspond à la température minimale de piégeage du fluide.

Les salinités ont été calculées à l'aide du programme HokieFlincs\_H2O-NaCl (Steele-MacInnis et al. 2012). Pour les inclusions fluides H<sub>2</sub>O-NaCl dans lequel la dernière phase solide à disparaître est H<sub>2</sub>O-glace, la salinité est déterminée à l'aide de l'équation de Bodnar (1993) (Equation 2.1). Si la dernière phase solide à disparaître (en équilibre avec le liquide et la vapeur) est l'hydrohalite (Equation 2.3) ou l'halite (Equation 2.2), les équations de Sterner et al. (1988) sont utilisées pour déterminer la composition du liquide.

$$\text{Salinité (wt. \% d'équivalent NaCl)} = 1.78 - 0.04420 \times T_m^2 + 0.000557 \times T_m^3$$

$T_m$  indique la température de fusion de la glace exprimée en (°C) (Equation 2.1)

$$\text{Salinité (wt. \% d'équivalent NaCl)} = 26.242 + 0.4928\Psi + 1.429\Psi^2 - 0.223\Psi^3 + 0.04129\Psi^4 + 0.006295\Psi^5 - 0.001967\Psi^6 + 0.0001112\Psi^7$$

$\Psi = T_m \text{ } ^\circ\text{C}/100$ , où  $0.1 \text{ } ^\circ\text{C} \leq T_m \text{ } ^\circ\text{C} \leq 801 \text{ } ^\circ\text{C}$ ;  $T_m$  indique la température de fusion de la glace exprimée en (°C) (Equation 2.2)

$$\text{Salinité (wt. \% d'équivalent NaCl)} = 40.36947594 + 14.80771966\Psi - 14.08238722$$

$\Psi = T_m \text{ } ^\circ\text{C}/100$ , où  $-22.9 \text{ } ^\circ\text{C} \leq T_m \text{ } ^\circ\text{C} \leq 0.1 \text{ } ^\circ\text{C}$ ;  $T_m$  indique la température de fusion de la glace exprimée en (°C) (Equation 2.3)

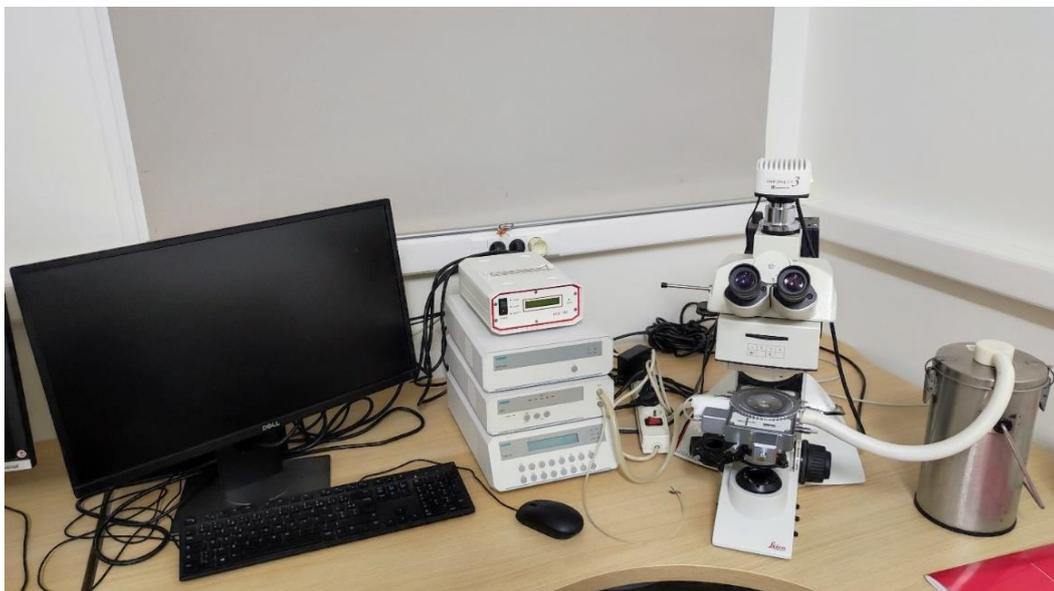


Figure 2.10: Système microthermométrique LINKAM couplé à un microscope Leica du laboratoire Géosciences Paris-Saclay.

### 3.2.3. Spectroscopie Raman

La spectroscopie Raman a permis de déterminer la nature des phases volatiles et solides présentes dans les inclusions et d'estimer qualitativement la salinité des inclusions. Les analyses ponctuelles ont été identifiées par spectroscopie Raman (LabRAM (Horiba) au laboratoire GeoRessources de l'Université de Lorraine), avec un laser vert à 514.71 nm de 300 mW (Cobolt Fandango 300), un réseau 1800 tr/mm et un objectif x100 (Figure 2.11). Le trou confocal était ouvert à 700  $\mu\text{m}$  et la fente (slit) à 200  $\mu\text{m}$ . L'acquisition se fait dans la gamme de 950 à 1075  $\text{cm}^{-1}$  pour les solides et de 1400 à 3500  $\text{cm}^{-1}$  pour les OH. La durée d'acquisition et le nombre d'accumulations sont fixés de façon à optimiser le rapport signal/bruit. La spectroscopie Raman a été réalisée sur quelques inclusions représentatives de tous les échantillons. Elle nous a permis d'identifier les phases volatiles (e.g.,  $\text{CO}_2$ ) et solides (e.g., calcite, strontianite, nahcolite, ...) présentes dans les inclusions fluides.



Figure 2.11: Microspectromètre Raman LabRAM (Horiba) du laboratoire GeoRessources de l'Université de Lorraine.

### 3.3. Composition élémentaires des phases minérales (majeurs et traces)

#### 3.3.1. Analyse ponctuelle LA-ICP-MS

Les concentrations en éléments des terres rares et des éléments traces dans la fluorite sont principalement contrôlées par les conditions physiques et chimiques lors de l'interaction fluide-encaissant et la polarité d'enrichissement de minéralisation (Bau et Möller, 1992; Schwinn et Markl, 2005). La géochimie de ces éléments sera utilisée pour déterminer la source des fluides et les

chemins de percolation. À cet égard, tous les échantillons ont été nettoyés avant l'analyse par un lavage à l'eau distillée et à l'éthanol d'éthanol absolu. L'ablation des échantillons a été réalisée dans une cellule d'échantillonnage remplie de gaz He. Le matériau ablaté a été transporté de la cellule d'ablation à l'ICP-MS en utilisant Ar comme gaz porteur. Les éléments mineurs et traces dans la calcite et la fluorite ont été mesurés à l'aide d'un ICP-MS Element XR de Thermo Scientific™ couplé à un système d'ablation laser (LA) ArF 193 nm de Teledyne Photon Machines (*Figure 2.12*). Les cristaux de fluorite ont été ablatés à une fluence de  $6.25 \text{ J.cm}^{-2}$ , avec un diamètre d'ablation de  $85 \mu\text{m}$  et de pré-ablation de  $110 \mu\text{m}$  (*Table S7; Annexe 1*). Les conditions d'analyse de la calcite sont une fluence de  $2 \text{ J.cm}^{-2}$  avec un diamètre d'ablation de  $150 \mu\text{m}$  et de pré-ablation de  $155 \mu\text{m}$  (*Table S8; Annexe 1*). Chaque échantillon de fluorite et de calcite a été ablaté à une fréquence de 10 Hz avec une acquisition de fond de 30 s suivie de 30 s d'ablation. Les concentrations élémentaires des calcites ont été calibrées à l'aide du matériau de référence en verre NIST612, et la pastille de carbonate MACS-3 (United States Geological Survey (USGS)) a été utilisée comme matériau de référence secondaire pour garantir la précision. En l'absence d'un matériau de référence pour la fluorite, nous avons utilisé un échantillon interne de fluorite "PP16" pour le contrôle de la qualité, qui a été analysé par dissolution ICP-MS (*Gigoux et al., 2015*). Les isotopes suivants ont été mesurés:  $^{24}\text{Mg}$ ,  $^{44}\text{Ca}$ ,  $^{88}\text{Sr}$ ,  $^{89}\text{Y}$ ,  $^{139}\text{La}$ ,  $^{140}\text{Ce}$ ,  $^{141}\text{Pr}$ ,  $^{146}\text{Nd}$ ,  $^{147}\text{Sm}$ ,  $^{153}\text{Eu}$ ,  $^{157}\text{Gd}$ ,  $^{159}\text{Tb}$ ,  $^{163}\text{Dy}$ ,  $^{165}\text{Ho}$ ,  $^{166}\text{Er}$ ,  $^{169}\text{Tm}$ ,  $^{172}\text{Yb}$ ,  $^{175}\text{Lu}$ ,  $^{206}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}$ ,  $^{232}\text{Th}$  et  $^{238}\text{U}$ .

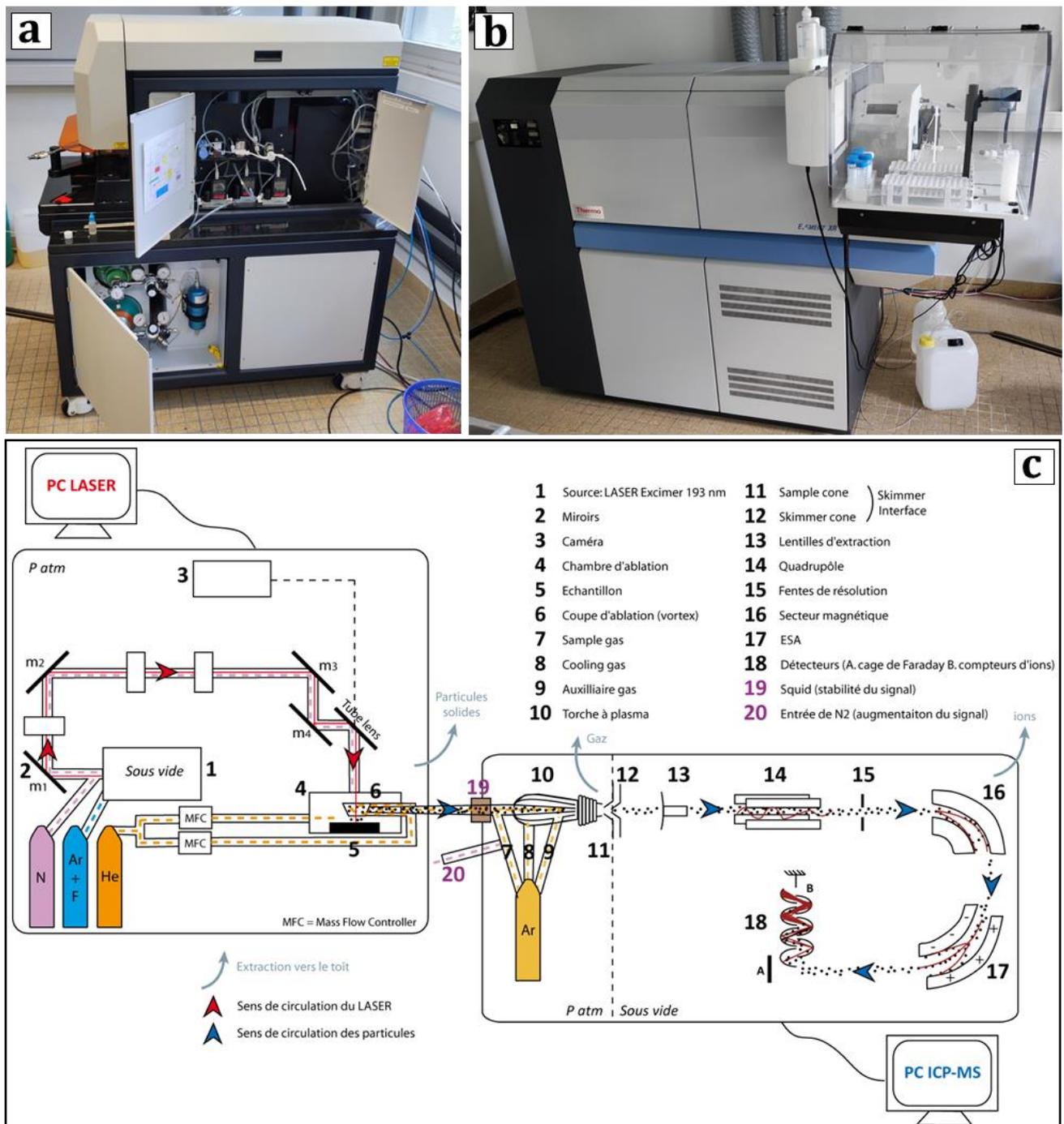


Figure 2.12: (a, b). Système du LA-ICP-MS au laboratoire Géosciences Paris-Saclay. (c). Représentation schématique du LA-ICP-MS à GEOPS (Parizot, 2021).

### 3.3.2. Analyse par dissolution

Les cristaux de la fluorite ont été dissociés et collectés séparément manuellement sous microscope binoculaire. Les matériaux sélectionnés ont ensuite été broyés, puis une fraction d'échantillons de 0.25 g a été attaquée à chaud dans HNO<sub>3</sub> (acide nitrique), HClO<sub>4</sub> (acide perchlorique) et HF (acide fluorhydrique) jusqu'à évaporation du liquide, et le produit de l'attaque

a été amené à sec. Le résidu est dissous dans HCl. L'analyse des éléments traces et des éléments des terres rares a été réalisée par spectrométrie de masse plasma à couplage inductif (ICP-MS) au Bureau Veritas Minerals (Exploration Geochemistry, Canada, method MA250) (Figure 2.13). Les matériaux standards utilisés pour l'analyse sont STD OREAS25A-4A et STD OREAS45E.

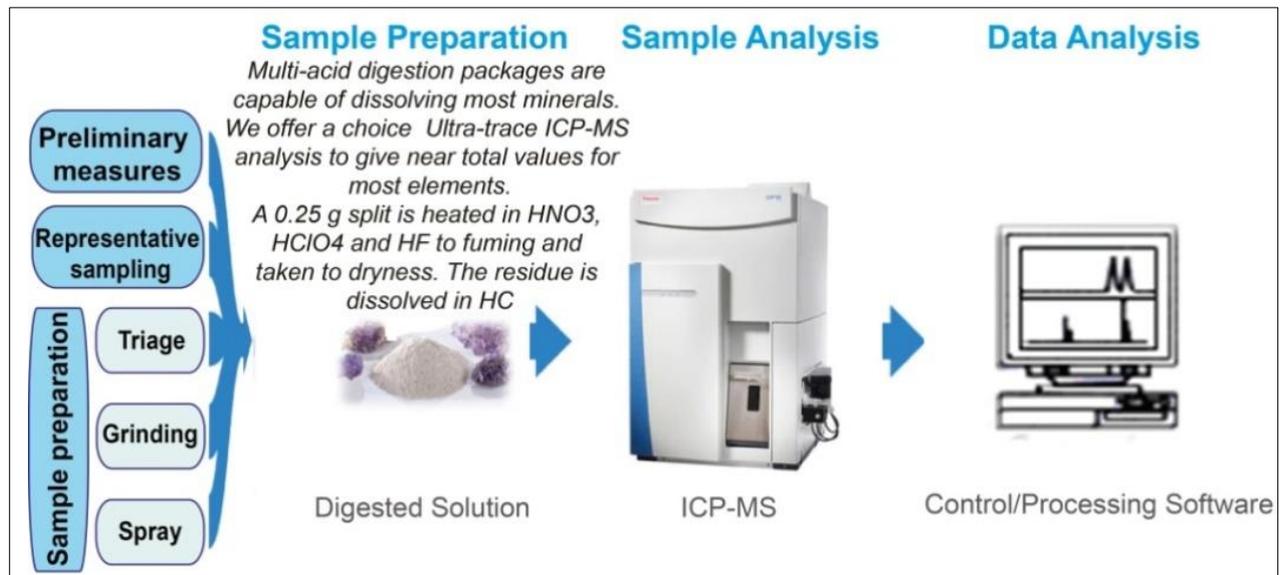


Figure 2.13: Etapes d'analyse géochimique par la méthode ICP-MS (Achmani et al., 2020).

### 3.4. Composition en isotopes stables du carbone et de l'oxygène

Comme pour les paléo-températures d'équilibre, les isotopes C et O se révèlent être des traceurs géochimiques efficaces pour déterminer la nature et l'origine des fluides minéralisateurs (i.e., traçage des réservoirs) (Figure 2.14). L'oxygène a trois isotopes stables naturels, en proportions très différentes :  $^{16}\text{O}$  (99.763 % ; 8 protons, 8 neutrons),  $^{17}\text{O}$  (0.0375 % ; 8 protons, 9 neutrons) et  $^{18}\text{O}$  (0.1995 % ; 8 protons, 10 neutrons), dont les masses atomiques respectives sont 16, 17 et 18. Ainsi, le carbone possède deux isotopes stables,  $^{12}\text{C}$  (98.89 %) et  $^{13}\text{C}$  (1.11 %) et un isotope radioactif, le  $^{14}\text{C}$ , produit dans les hautes couches de l'atmosphère issu de la transformation de l'azote ( $^{14}\text{N}$ ) par le bombardement cosmique de neutrons. La composition isotopique d'un élément dans les composés naturels montre des variations, étant extrêmement faibles, elles sont exprimées en ‰ par rapport à une valeur standard. Cette composition isotopique est donnée par la formule de l'équation 2.4.

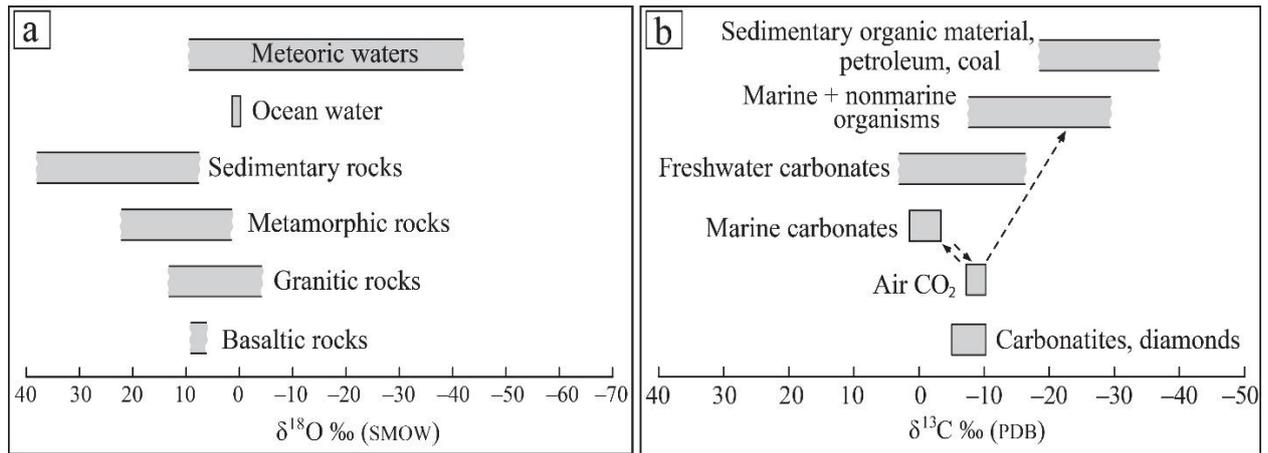


Figure 2.14: Valeurs  $\delta^{18}\text{O}$  (a) et  $\delta^{13}\text{C}$  (b) des principaux réservoirs géologiques (Hoefs, 1997 ; Hoefs, 2018).

$$\delta (\text{‰}) = 1000 \times \left( \frac{R(\text{échantillon}) - R(\text{Standard})}{R(\text{standard})} \right) \quad (\text{Equation 2.4})$$

Où R est le rapport isotopique d'abondance entre l'isotope lourd et l'isotope léger ( $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ), ( $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ) ; La valeur de  $\delta$  représente donc l'écart relatif par rapport au standard (*i.e.*  $\delta = 0$  est par définition la valeur du standard).

Le SMOW (*Standard Mean Ocean Water*; Craig, 1961) est la référence utilisée pour calculer la composition isotopique en oxygène de l'eau. À partir de ce standard, l'AIEA (*International Atomic Energy Agency*) propose un équivalent mesuré appelé VSMOW (Vienna SMOW). Le PDB est l'étalon de référence pour le calcul de la composition isotopique de l'oxygène et du carbone dans la calcite. (*Peedee Belemnite*: correspond aux rostrés de bélemnites issus de la formation crétacée de Peedee, en Caroline du Sud; Craig, 1957). En raison que cette formation est actuellement épuisée, l'AIEA fournit un étalon appelé NBS19 (*National Bureau of Standards*) qui est calibré par rapport au PDB. Les équations de Coplen et al. 1983 (Equation 2.5 et Equation 2.6) peuvent être utilisées pour convertir la composition isotopique en oxygène de PDB en SMOW ou vice versa.

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} = 1.03091 \times \delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}} + 30.91 \quad (\text{Equation 2.5})$$

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}} = 0.97002 \times \delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} - 29.98 \quad (\text{Equation 2.6})$$

Le fractionnement isotopique lié à des processus physiques (comme le changement d'état) ou chimiques est à l'origine des variations de la composition isotopique, ainsi que l'énergie de vibration de chaque isotope. C'est pourquoi les isotopes les plus légers ont une énergie de

vibration plus forte. Par conséquent, les composés contenant des isotopes légers sont plus réactifs que ceux contenant des isotopes lourds, car les liens entre les isotopes légers (e.g.,  $^{16}\text{O}$ - $^{16}\text{O}$ ) sont plus faibles que celles entre les isotopes lourds (e.g.,  $^{18}\text{O}$ - $^{18}\text{O}$ ). Les isotopes légers se concentreront plus facilement dans la phase la moins dense, c'est-à-dire dans la phase gazeuse plutôt que dans la phase liquide, ou dans la phase liquide plutôt que dans la phase solide (Allègre et Michard, 1973; Faure, 1977; Hoefs, 1997). Par conséquent, le fractionnement isotopique est le résultat d'une transformation partielle à une composition isotopique légèrement différente de celle de la substance de départ. Le fractionnement thermodynamique se produit dans les systèmes qui sont en état d'équilibre chimique ou physique, le fractionnement cinétique se produit dans les réactions (bio) chimiques à sens unique, et le fractionnement au cours du transport par diffusion. Le facteur de fractionnement ( $\alpha$ ) est défini par le rapport entre les rapports isotopiques de deux composés chimiques A et B (Friedman et O'Neil, 1977; Equation 2.7).

$$\alpha_{A-B} = R_A/R_B \quad , \quad \text{avec } R = (^{18}\text{O}/^{16}\text{O}) \text{ par exemple} \quad (\text{Equation 2.7})$$

La relation entre les valeurs de la composition isotopique ( $\delta$ ) et le facteur de fractionnement ( $\alpha$ ), s'exprime par l'équation 2.8 (Friedman et O'Neil, 1977). L'équation de fractionnement isotopique de l'oxygène entre l'eau et la calcite (Zheng, 1999), s'écrit sous l'équation 2.9.

$$\Delta_{A-B} = \delta_A - \delta_B \approx 1000 \times \ln(\alpha_{A-B}) \quad (\text{Equation 2.8})$$

$$1000 \ln \alpha = 4.01 \times (10^6/T^2) + (-4.66 \times (10^3/T) + 1.71) \quad , \quad \text{avec } T = 0-1200 \text{ }^\circ\text{C} \quad (\text{Equation 2.9})$$

Dans le présent travail, des calcites ont été échantillonnées pour mesurer leur composition isotopique stable en O et C. Après digestion acide des poudres de calcite, le  $\text{CO}_2$  obtenu a été analysé à l'aide d'un spectromètre Isoprime 100 à double entrée (Elementar) couplé à un système multiCarb au Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement (LSCE). Les données ont été normalisées pour la bélemnite Pee Dee (PDB) sur la base de mesures répétées des matériaux de référence internationaux NBS19 et NBS18. La reproductibilité externe de 1SD de l'étalon de carbonate du laboratoire interne (MARGO) est de 0,05 ‰ pour le  $\delta^{18}\text{O}$  et de 0,03 ‰ pour le  $\delta^{13}\text{C}$ . Une quantité suffisante de poudre de calcite a été extraite dans chaque échantillon pour effectuer deux mesures. La différence entre les deux mesures est inférieure à 0,1 ‰ pour le  $\delta^{18}\text{O}$  et le  $\delta^{13}\text{C}$ . Par conséquent, la valeur moyenne des deux mesures a été prise en compte. L'équation de fractionnement en fonction de la température de Zheng (1999) a été utilisée pour recalculer la

composition isotopique en O des fluides parents.

### 3.5. Géochronologie

#### 3.5.1. Méthodes de datation radiogénique

A l'époque antique, la datation des gisements de fluorite s'est limitée sur l'étude de la chronologie relative. Les modèles métallogéniques ont été améliorés grâce à la découverte de la radioactivité et au développement ultérieur de la datation précise par les géochronomètres présents dans les minéraux. La détermination du moment de la mise en place du dépôt des minerais fournit des indications précieuses en termes de contexte géodynamique de formation et constitue un élément clé pour la reconstitution des processus menant à la genèse des minerais, et la conception d'un modèle métallogénique robuste. Cependant, la datation de ces gisements géologiquement complexes reste un défi. Les méthodes géochronologiques, notamment K-Ar et Ar-Ar sur les matériaux filoniens contenant du K, Sm-Nd sur la fluorite et le grenat, Rb-Sr sur la sphalérite, U-Pb et Th-Pb sur la calcite et plusieurs autres phases moins abondantes contenant de l'U, ont permis de mieux cerner la minéralisation des minerais. Plus récemment, l'application de techniques in situ telles que l'ICP-MS par ablation laser et la microsonde ionique sensible à haute résolution (SHRIMP) a considérablement élargi les possibilités de datation de la minéralisation, en particulier la datation U-Pb des carbonates et de l'opale ([Li et al., 2004](#) ; [Pfaff et al., 2009](#) ; [Burisch et al., 2017](#) ; [Tan et al., 2017](#) ; [Yang et al., 2017](#) ; [Walter et al., 2018](#), [Piccione et al., 2019](#) ; [Lenoir et al., 2021](#) ; [Parizot et al., 2021](#)).

La loi de la désintégration ou la décroissance radioactive utilisé pour la datation radiométrique est la même pour chaque élément radioactif même si le taux de désintégration varie d'un élément à un autre. Un élément **P** (père) radioactif se désintègre progressivement en élément **F** (fil). Cette désintégration est beaucoup plus abondante qu'il s'est écoulé plus de temps.

Pour dater un système à l'aide de la géochronologie, deux conditions doivent être réunies : le système est resté clos depuis sa fermeture isotopique, c'est-à-dire depuis la cristallisation des minéraux ([Jahn et Cuvellier, 1994](#)), et l'équilibre séculaire est acquis, c'est-à-dire quand le temps de demi-vie du père est nettement plus grand que celui du fils ; ce qui signifie que l'activité du père est nettement plus faible que celle du fils. Selon, [Richards et al. \(1998\)](#), cet équilibre est atteint au bout de 6 fois la durée la plus longue des isotopes intermédiaires.

La [figure 2.15](#) montre que la proportion d'atomes pères (P) qui se désintègrent pendant chaque unité de temps (dt) est toujours la même. Le nombre d'atomes pères se désintégrant diminue de manière continue en même temps que le nombre d'atomes fils augmente proportionnellement.

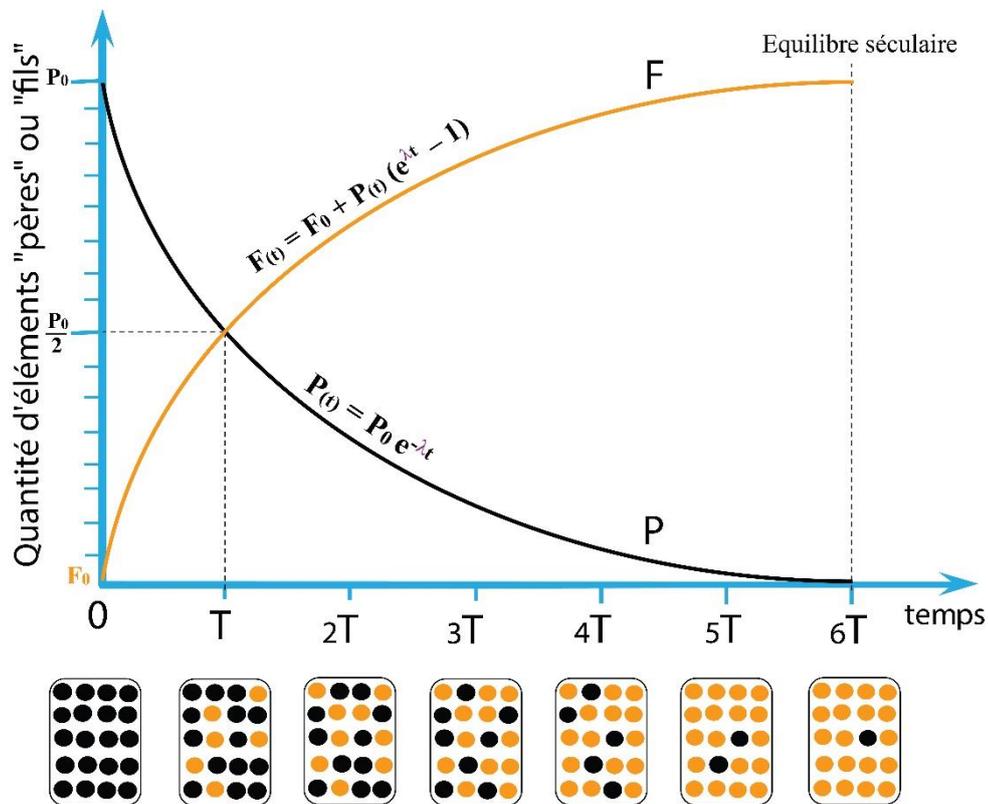


Figure 2.15: Schéma de principe de la désintégration radioactive d'un couple père-fils (P-F) en fonction du temps.

La désintégration de l'élément **P** suit une loi exponentielle exprimée par une équation qui décrit le changement (**dP**) du nombre d'atomes pères (**P**) par intervalle de temps (**dt**):

$$dP/dt = -\lambda \times P_0$$

Où : **P<sub>0</sub>** est le nombre initial d'atomes pères et **P** le nombre d'atome à l'instant **t** et  $\lambda$  est la constante de désintégration de l'élément radioactif et elle s'exprime en  $\text{an}^{-1}$  ([Equation 2.10](#)).

Cette équation s'intègre en fonction du temps :  $P(t) = P_0 e^{-\lambda t}$  ;  $(P_0 = P(t) e^{\lambda t})$

([Equation 2.10](#))

Il faut tenir compte du fait que des isotopes **F** peuvent exister au départ (**F<sub>0</sub>**) dans l'échantillon indépendamment de la radioactivité de **P**. On a alors :  $F(t) = F_0 + F^*$

$F^*$  est le produit de désintégration de  $P$ , on a :  $F^* = P_0 - P(t)$

Donc à l'équilibre séculaire on sait que (Equation 2.11) :

$$F(t) = F_0 + P_0 - P(t)$$

$$F(t) = F_0 + P(t) e^{\lambda t} - P(t)$$

$$F(t) = F_0 + P(t) (e^{\lambda t} - 1) \quad (\text{Equation 2.11})$$

Pour déterminer un âge, les équations 2.10 et 2.11 sont normalisées par rapport à un isotope stable de référence, non radiogénique (REF) tel que (Equation 2.12):

$$\frac{F(t)}{REF} = \frac{F_0}{REF} + \frac{P(t)}{REF} \times (e^{\lambda t} - 1) \quad (\text{Equation 2.12})$$

Où REF sera par exemple le  $^{86}\text{Sr}$  pour le géochronomètre Rb-Sr ou le  $^{144}\text{Nd}$  pour le système Sm-Nd ou encore le  $^{204}\text{Pb}$  pour le système U-Pb.

La période de temps nécessaire pour que la moitié de l'isotope père radioactif se désintègre est appelée la période radioactive T (ou demi-vie) (Equation 2.13).

$$T = \frac{1}{\lambda} \ln \left( \frac{F_0}{\frac{F_0}{2}} \right) = \frac{\ln 2}{\lambda} \quad (\text{Equation 2.13})$$

### 3.5.2. Système U-Pb

La datation U-Pb est actuellement l'une des techniques les plus robustes dans le domaine des géosciences pour déterminer l'âge des roches ou des minéraux. Elle a été développée en 1905 par Bertram Boltwood, qui a donné un âge de 1.3 Ga aux roches les plus anciennes afin de calculer l'âge de la Terre. Pour produire les éléments radiogéniques  $^{207}\text{Pb}$  et  $^{206}\text{Pb}$ , respectivement, la désintégration radioactive de l'uranium ( $^{235}\text{U}$  - abondance naturelle 0.720%,  $T = 704 \text{ Ma}$ ,  $^{238}\text{U}$  - abondance naturelle 99.274%,  $T = 4.47 \text{ Ga}$ ) au cours du temps est à la base des systèmes de désintégration U-Pb (Figure 2.16).

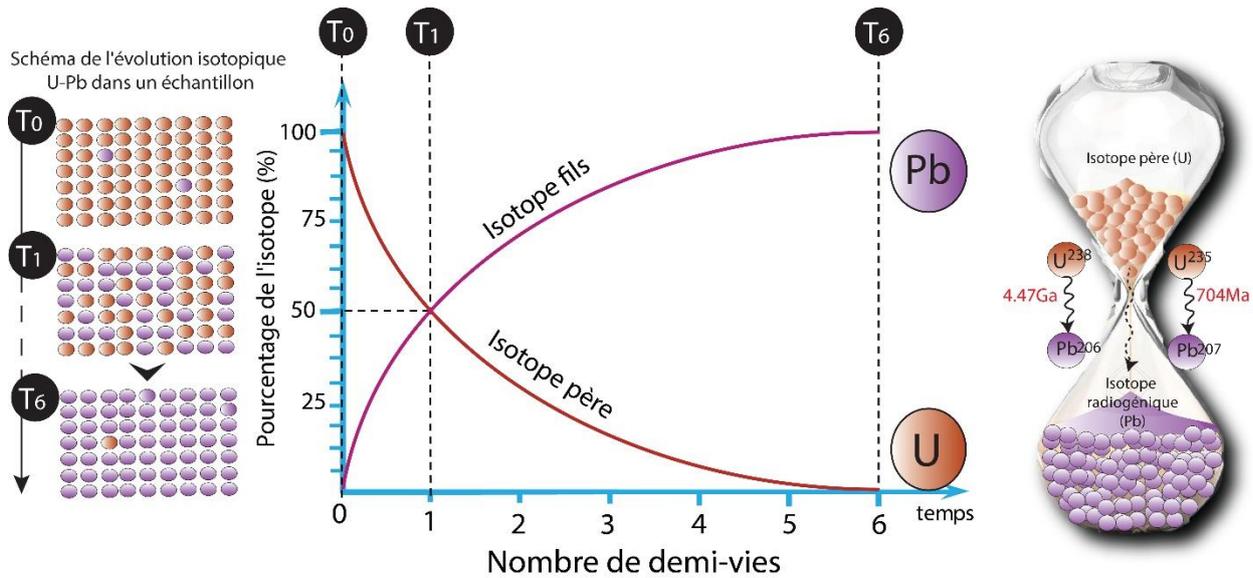
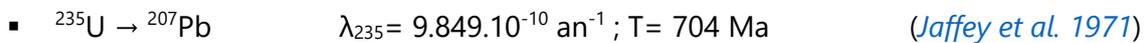


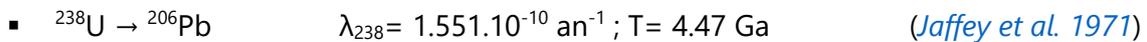
Figure 2.16: Schéma de décroissance radioactive des isotopes pères ( $^{238}\text{U}$  ou  $^{235}\text{U}$ ), en isotopes fils ( $^{206}\text{Pb}$  ou  $^{207}\text{Pb}$ ) au cours du temps (périodes de demi-vie respectives de 4.47 Ga et 704Ma) (Mangenot, 2017).

Les équations établies dans la partie précédente 3.5.1) (Equations 2.11 ; 2.12 ; 2.13), peuvent être appliquées à ces deux systèmes de désintégration, en utilisant le  $^{204}\text{Pb}$  comme isotope stable de référence. Les équations fondamentales de la désintégration s'écrivent alors :



$$^{207}\text{Pb}(t) = ^{207}\text{Pb}(0) + ^{235}\text{U}(t)(e^{\lambda_{235}t} - 1) \quad (\text{Equation 2.14})$$

$$\Rightarrow \left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_t = \left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_0 + \left(\frac{^{235}\text{U}}{^{204}\text{Pb}}\right)_t \times (e^{\lambda_{235}t} - 1)$$



$$^{206}\text{Pb}(t) = ^{206}\text{Pb}(0) + ^{238}\text{U}(t)(e^{\lambda_{238}t} - 1) \quad (\text{Equation 2.15})$$

$$\Rightarrow \left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_t = \left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_0 + \left(\frac{^{238}\text{U}}{^{204}\text{Pb}}\right)_t \times (e^{\lambda_{238}t} - 1)$$

Étant donné que la composition isotopique du plomb change avec le temps et que les isotopes  $^{235}\text{U}$  et  $^{238}\text{U}$  ont des demi-vies radioactives distinctes, un troisième chronomètre peut être utilisé. Le résultat est obtenu en divisant les deux équations précédentes entre elles.

$$\frac{\left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_t - \left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_0}{\left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_t - \left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_0} = \left(\frac{^{235}\text{U}}{^{238}\text{U}}\right)_t \times \frac{(e^{\lambda_{235}t} - 1)}{(e^{\lambda_{238}t} - 1)} = \left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}\right)_{\text{Radiogénique}}$$

Nous pouvons omettre la dose d'uranium car le rapport actuel  $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$  est constant et égal à 137.88 (Condon et al., 2010).

$$\frac{\left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_t - \left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_0}{\left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_t - \left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_0} = \frac{1}{137.88} \times \frac{(e^{\lambda_{235}t} - 1)}{(e^{\lambda_{238}t} - 1)} = \left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}\right)_{\text{Radiogénique}} \quad (\text{Equation 2.16})$$

### 3.5.3. Application de système géochronologique U-Pb dans les fluorites et les calcites

#### 3.5.3.1. Incorporation de l'uranium et du plomb

La compréhension actuelle de l'incorporation du plomb et de l'uranium dans les carbonates (Rasbury et Cole 2009 ; Kelly et al., 2003) ainsi que dans les fluorites (Piccione et al., 2019 ; Lenoir et al., 2021) est limitée. Cependant, l'incorporation du Pb et de l'U dans les carbonates et les fluorites peut se produire par substitution ionique de différentes manières, notamment par des processus géochimiques naturels et des interactions avec les fluides géologiques. Voici quelques mécanismes d'incorporation courants :

- Précipitation directe : Dans certains environnements géologiques, les carbonates et les fluorites peuvent se former directement à partir de solutions riches en Pb et U. Lorsque ces minéraux précipitent à partir de la solution, les ions Pb et U peuvent être incorporés dans leur structure cristalline.
- Interaction avec les fluides hydrothermaux : Les carbonates et les fluorites peuvent être formés ou altérés par l'action de fluides hydrothermaux riches en Pb et U. Les ions Pb et U dissous dans les fluides peuvent se précipiter et s'incorporer dans la structure des minéraux carbonatés et fluorés lors de processus de précipitation ou de rééquilibrage chimique.
- Altération postérieure : Les carbonates et les fluorites peuvent également subir des processus d'altération postérieurs à leur formation initiale. Lors de ces processus, des fluides géochimiques peuvent pénétrer dans les minéraux et provoquer des réactions chimiques, y compris l'incorporation de Pb et U provenant de ces fluides dans les structures cristallines des minéraux altérés.

L'étude de l'incorporation de l'uranium et du plomb dans la matrice (fluorite et calcite), est

primordiale dans la datation des échantillons. En effet, les quantités d'uranium et de plomb contenues dans les cristaux sont régies en premier lieu par le géochronomètre U-Pb. La fluorite et la calcite peuvent incorporer du plomb commun ( $Pb_C$ , désignant l'ensemble des isotopes du plomb:  $^{208}Pb$ ,  $^{207}Pb$ ,  $^{206}Pb$ ,  $^{204}Pb$ ) lors de sa cristallisation et, ainsi, non issu de la désintégration des isotopes pères depuis que le système est clos. En outre, l'uranium peut, s'il est présent, être retenu dans les phases porteuses des cristaux de fluorite, par coprécipitation ou par d'autres processus ultérieurs (dissolution-recristallisation, remplissage secondaire des fractures, etc ...). C'est le cas pour la fluorite avec des halos pléochroïques autour d'inclusions riches en actinides documentés par *Dill et Weber, (2010)*. Il faut donc être vigilant sur la présence potentielle de minéraux uranifères qui pourraient être incorporés sous forme d'inclusions solides.

### 3.5.3.2. Datation U-Pb par LA-ICP-MS

La datation uranium-plomb par LA-ICP-MS (Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry) est une méthode couramment utilisée pour déterminer l'âge géochronologique des minéraux contenant de l'uranium (U) et du plomb (Pb), tels que le zircon. Cette technique combine l'ablation laser, la spectrométrie de masse à plasma induit par haute fréquence (ICP-MS) et l'analyse des isotopes de l'uranium et du plomb.

Depuis plusieurs années, le laboratoire GEOPS développe la technique de la datation U-Pb, notamment sur la calcite (*Brigaud et al., 2020, 2021 ; Parizot et al., 2020, 2021, 2022 ; Blaise et al., 2022*) et sur la fluorite (*Lenoir et al., 2021*). Cette méthode utilise un spectromètre de masse à couplage inductif (ICP-MS) Element XR de Thermo Scientific™ relié à un système d'ablation laser (LA) ArF (longueur d'onde 193 nm) de Teledyne Photon Machines (*Figure 2.12*). Les caractéristiques techniques détaillées de cet équipement sont présentées dans les thèses de *Parizot (2021)* et *Lenoir (2022)*. Plusieurs facteurs influencent la qualité de l'ablation, notamment les paramètres du laser tels que la longueur d'onde, la fluence et la fréquence, ainsi que les caractéristiques intrinsèques du cristal comme son orientation, les impuretés chimiques, les inclusions de fluide et les défauts (*Gogoll et al., 1996*). Pour minimiser les effets de fractionnement, il est généralement recommandé d'utiliser un laser à faible fluence et un grand diamètre d'ablation (*Brigaud et al., 2020 ; Mangenot et al., 2018*). Les paramètres d'ablation et les supports doivent être adaptés en fonction de la nature de la matrice. Afin de déterminer les paramètres d'ablation idéaux, plusieurs tests ont été effectués sur la calcite et la fluorite. Pour la fluorite, les tests ont été réalisés en ablatant un échantillon dans une zone aussi homogène que possible, en

modifiant la fluence du faisceau de 1 à 6,25 J.cm<sup>-2</sup> et la fréquence de 3 à 10 Hz. Les critères essentiels pour le choix des paramètres étaient les suivants : 1) la régularité du cratère d'ablation, et 2) la stabilité du signal enregistré par les détecteurs de l'ICP-MS. Les signaux les plus stables sur toute la durée de l'acquisition ont été obtenus avec une fréquence de 10 Hz et une fluence de 6,25 J.cm<sup>-2</sup>. Par conséquent, ces paramètres ont été sélectionnés pour l'ablation de la fluorite.

### 3.5.3.3. *Protocole analytique*

Le protocole analytique pour la datation U-Pb de la fluorite et de la calcite par le LA-ICP-MS Element XR de Thermo Scientific™ comprend plusieurs étapes importantes. Dans un premier temps, les échantillons en plot de la fluorite et de la calcite sont polis pour obtenir une surface plane et lisse. Ensuite, ils sont nettoyés pendant environ 15 minutes dans une solution d'éthanol absolu, puis séchés dans une étuve afin d'être prêts pour l'analyse. Une fois que l'échantillon de fluorite et de calcite a été préparé et nettoyé, le protocole analytique de datation U-Pb par LA-ICP-MS peut être poursuivi.

- **Calibration de l'instrument** : Avant de commencer les analyses, l'instrument de LA-ICP-MS doit être calibré en utilisant le matériel de référence NIST612, ainsi qu'en ajustant la position de la torche et les puissances de flux des différents gaz. Ces ajustements sont réalisés dans le but de : (1) maximiser la sensibilité et la stabilité de l'instrument, assurant ainsi une performance optimale, (2) limiter le fractionnement instrumental en maintenant un rapport Th/U d'environ 1, (3) réduire le taux d'oxydation (<sup>248</sup>ThO/<sup>232</sup>Th) à 0,5 % pour éviter les interférences qui fausseraient nos mesures.
- **Montage des échantillons** : Les échantillons sont fixés sur un support puis placés dans la chambre d'ablation. Les échantillons sont en même temps guidés par un système XYZ motorisé pour pouvoir parcourir tous les échantillons. Les séquences d'analyse sont établies en définissant le positionnement des points d'ablation (spots d'ablation) sur les échantillons et les matériaux de référence, ainsi que leurs paramètres spécifiques (de pré-ablation, d'ablation, de temps de comptage etc.). La séquence d'analyse est programmée de manière automatique pour réaliser des analyses alternées entre des matériaux de référence de compositions connues (verre dopé et calcite de référence) et des échantillons de compositions inconnues. Cette méthode, appelée «standard bracketing», permet d'encadrer les échantillons de compositions inconnues avec des matériaux de référence afin d'appliquer des corrections visant à éliminer la dérive instrumentale et le bruit de fond.

- **Ablation laser et analyse des isotopes** : Un laser ArF 193 nm de Teledyne Photon Machines est utilisé pour ablater progressivement la surface de l'échantillon en mode spot. La durée totale de l'analyse est de 1 minute et 30 secondes, avec 30 secondes consacrées à l'acquisition du bruit de fond, 30 secondes à l'ablation de l'échantillon, et 30 secondes supplémentaires pour l'acquisition du bruit de fond (*Figure 2.17*). Dans le plasma à couplage inductif (ICP), les particules issues de l'ablation sont ionisées, créant des ions d'uranium et de plomb. Ces ions sont ensuite séparés en fonction de leur rapport masse-charge et analysés par la spectrométrie de masse (MS). Les intensités des signaux U-Pb sont mesurées pour chaque masse d'isotope.
- **Acquisition des données** : Les données d'analyse sont collectées en mesurant les intensités des signaux U-Pb sur une série de tirs laser, généralement sur plusieurs spots ou lignes d'ablation. Cela permet d'obtenir des données statistiquement significatives pour calculer l'âge de l'échantillon.
- **Correction des fractionnements isotopiques** : Les mesures peuvent être affectées par des interférences isotopiques induites par l'instrument et qui, non corrigées, peuvent être à l'origine de résultats erronés. Dans le contexte de la datation U-Pb sur calcite et fluorite au LA-ICP-MS, il y a deux sources de fractionnement potentielles qui sont particulièrement importantes.
  - (1) Le biais en masse : Ce processus de fractionnement favorise les isotopes lourds par rapport aux isotopes légers, qui ont tendance à être plus facilement déviés du faisceau ionique dans l'interface de l'instrument. Cette situation peut entraîner un rapport isotopique lourd/léger excessivement élevé. Cependant, l'utilisation de l'ICP-MS à secteur magnétique a considérablement réduit ce fractionnement en réduisant les différences énergétiques entre les ions grâce à l'application d'une haute tension. La correction entre l'isotope le plus lourd (uranium) et l'isotope le plus léger (plomb) dans notre système est généralement effectuée en utilisant un matériau de référence présentant une matrice similaire et des rapports isotopiques certifiés. Cependant, jusqu'à présent, un tel matériau de référence n'est pas disponible pour la fluorite ;
  - (2) Le fractionnement inter-élémentaire qui se produit principalement pendant le processus de creusement causé par l'utilisation du laser d'ablation. Lors de la méthode U-Pb utilisée sur la calcite, il peut arriver que l'uranium se concentre préférentiellement sur les parois des cratères d'ablation par rapport au plomb, qui

est un élément volatil. Ce phénomène est plus fréquent lorsque les cratères sont profonds (Longerich et al., 1996; Eggins et al., 1998). Afin de prendre en compte ce fractionnement inter-élémentaire, les scientifiques utilisent des méthodes de correction appropriées lorsqu'ils effectuent des datations U-Pb par ablation laser. Ces méthodes peuvent inclure des mesures de référence sur des minéraux dont la composition isotopique est bien connue. Par conséquent, la datation U-Pb par ablation laser nécessite une normalisation en fonction d'un matériau de référence qui dépend de la matrice minérale pour corriger le fractionnement entre les éléments provoqué par l'ablation laser. À ce jour, ce fractionnement n'a pas encore été déterminé pour la fluorite. En général, le fractionnement inter-élémentaire est lié au rapport d'aspect, qui est le rapport entre la profondeur et le diamètre du cratère. Lorsque ce rapport est inférieur ou supérieur à 1, cela entraîne une modification de l'âge réel du matériau analysé, pouvant conduire à des âges erronés. Dans les cas où le rapport d'aspect est très faible, cette déviation peut atteindre jusqu'à 20% (Guillong et al., 2020).

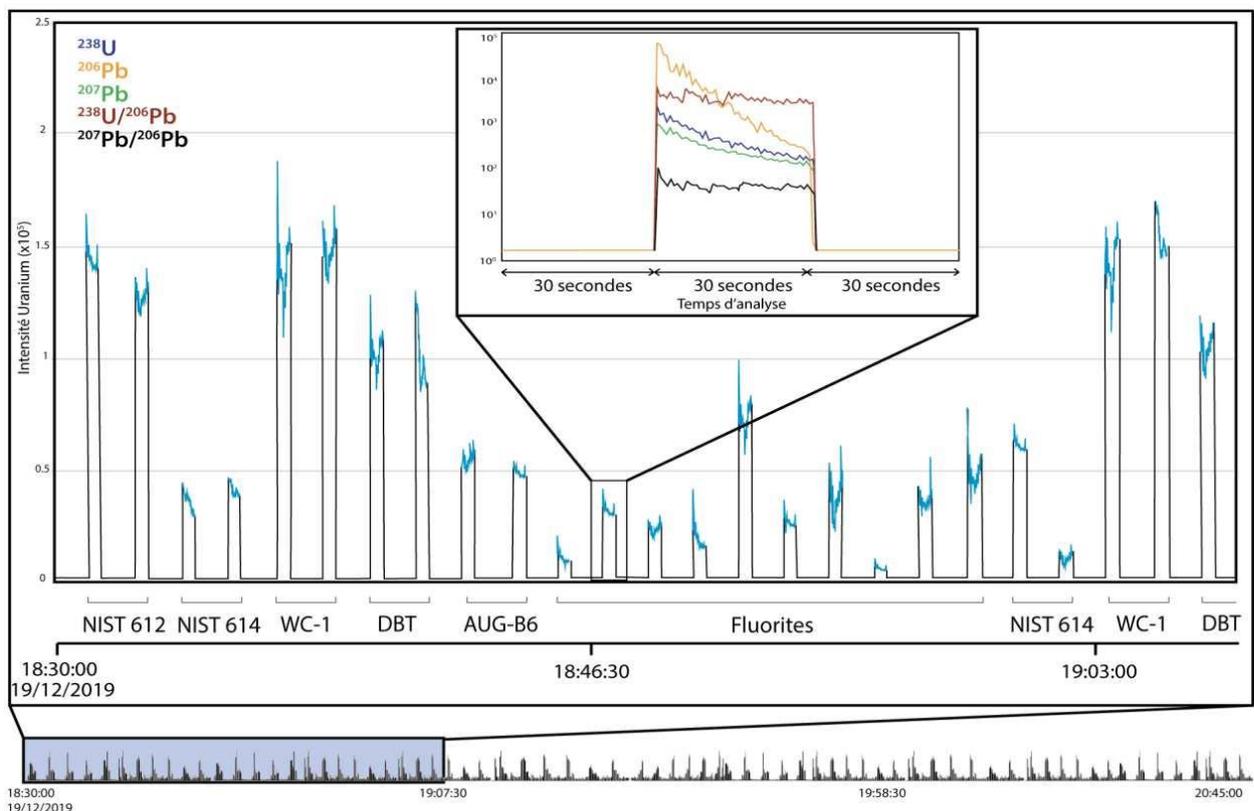


Figure 2.17: Illustration d'une partie d'une séquence d'analyses réalisées par LA-ICP-MS et traitées sur Iolite© montrant le signal global intégré (en bleu) de standards encadrant les échantillons de fluorite et les signaux élémentaires d'une analyse complète (Lenoir, 2022).

### 3.5.3.4. Traitement des données et corrections

Le logiciel lolite ([Paton et al., 2011](#)) est utilisé pour traiter toutes les données, ce qui permet de calculer les rapports isotopiques  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  et  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ . Le processus de réduction des données par le logiciel se déroule en plusieurs étapes :

1) Le standard en verre (NIST SRM-614) est utilisé dans le processus pour lequel les concentrations en plomb (Pb) et uranium (U), ainsi que le rapport isotopique  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ , sont certifiés ([Jochum et al., 2011](#) ; [Jochum et Stoll, 2008](#)). L'incorporation de ce standard permet d'accomplir trois fonctions essentielles : i) éliminer le bruit de fond, ii) corriger les erreurs de biais de masse spécifiquement liées au rapport  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  ([Woodhead et al., 2016](#) ; [Roberts et al., 2017](#)), et iii) estimer la variation des mesures des rapports isotopiques au fil du temps, également appelée dérive instrumentale ([Paton et al., 2011](#)) ;

2) La plus grande fenêtre d'intégration correspondant à un signal stable doit être déterminée pour chaque analyse. Une minimisation excessive du temps d'intégration ne ferait qu'accroître l'incertitude, d'où la nécessité de faire preuve de prudence ;

3) Étant donné que nous n'avons pas encore développé de matériau de référence de matrice correspondant à nos échantillons inconnus (fluorite), nous avons adopté une approche similaire à celle de [Piccione et al. \(2019\)](#) et [Lenoir et al. \(2021\)](#). Nous avons utilisé l'échantillon WC-1 ([Roberts et al., 2017](#)) comme pour la calcite pour effectuer la correction des rapports  $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$  (iWC-1). Ce facteur de correction, appliqué aux échantillons d'âge inconnu (fluorite de Bou-lzourane), est également utilisé pour les matériaux de référence secondaires, notamment le standard zircon, 91500 (1065 Ma ; [Wiedenbeck et al., 1995](#)).

### 3.5.3.5. Calcul de l'âge U-Pb

Les mesures effectuées sur chaque échantillon sont ensuite représentées dans un diagramme Tera-Wasserburg ([Tera et Wasserburg, 1972](#)) à l'aide du logiciel Isoplot R© ([Vermeesch, 2018](#)). Ce diagramme permet de déterminer un âge avec une incertitude associée à la droite de régression linéaire proposée (iTW). L'utilisation du diagramme Tera-Wasserburg nécessite la capacité d'échantillonner les variations du rapport U/Pb à une petite échelle dans le cristal, ce qui entraîne une dispersion des compositions isotopiques dans cette représentation graphique. L'alignement des points d'analyse est interprété comme une isochrone si la zone de cristallisation correspond effectivement à un seul événement et que le géochronomètre U-Pb n'a

pas été compromis. L'approche par isochrone utilise les rapports des isotopes parent/fils ( $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ ) en abscisse et les rapports des deux isotopes fils ( $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ) en ordonnée, pondérés avec le  $^{206}\text{Pb}$  comme dénominateur commun (Figure. 2.18). Cette technique, qui utilise la valeur de référence de  $^{206}\text{Pb}$ , permet d'éviter la correction commune de plomb. Pour définir une isochrone, elle nécessite l'analyse de plusieurs sous-zones co-génétiques d'un même échantillon. L'âge de l'échantillon, qui correspond à une composition en plomb d'origine purement radiogénique, est déterminé par l'intersection inférieure de l'isochrone avec la courbe de concordia.

Les erreurs 2-sigmas sur les ratios  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  et  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  mesurés sur le NIST614 pendant la séquence d'analyses ont été propagées aux incertitudes (%) des âges finaux par équation quadratique (Horstwood et al., 2016; Equation 2.17) comme suit :

$$i_{\text{finale}} = \sqrt{(i_{TW})^2 + \left(\frac{i_{^{238}\text{U}}(\text{NIST614})}{^{206}\text{Pb}}\right)^2 + \left(\frac{i_{^{207}\text{Pb}}(\text{NIST614})}{^{206}\text{Pb}}\right)^2 + (i_{wc-1})^2} \quad (\text{Equation 2.17})$$

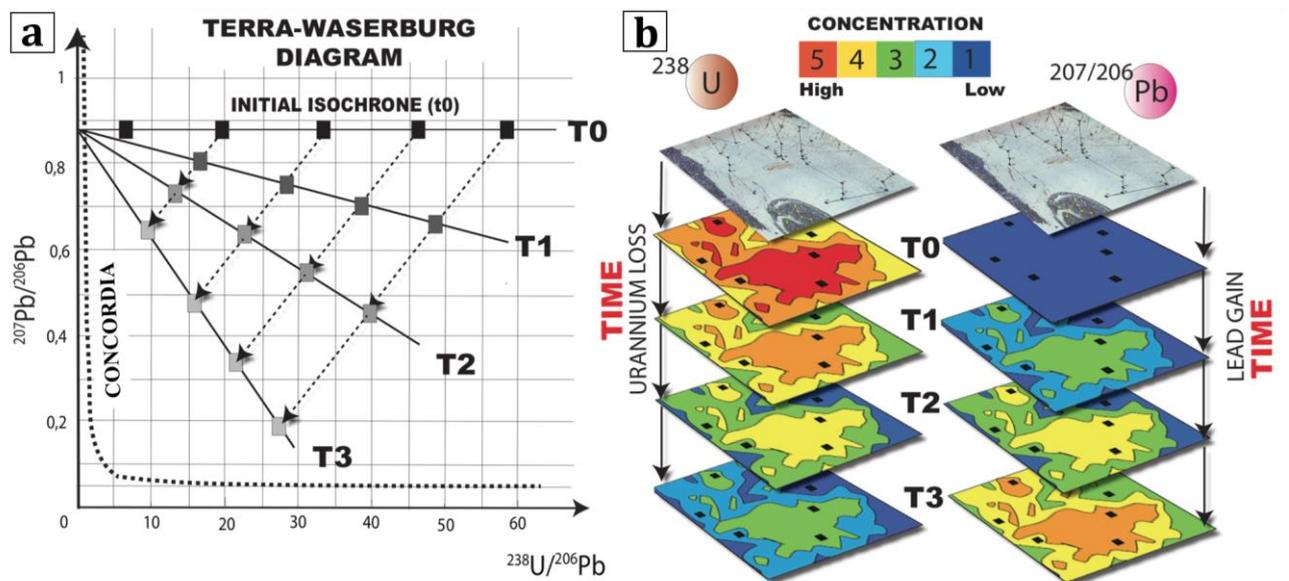


Figure 2.18: a) Evolution théorique de la ligne de régression du système isotopique U-Pb dans le diagramme de Tera-Wasserburg au cours du temps. b) Représentation spatiale en 2D de l'évolution isotopique U-Pb au cours du temps dans un échantillon (Mangenot, 2017).

#### 4. Etude des roches encaissantes

##### 4.1. Géochimie des roches encaissantes

Les éléments traces, y compris les éléments de terres rares des roches encaissantes, ont été quantifiés dans des échantillons de lamprophyre, carbonatite et syénites, de skarns, de calcaires

et marnes du Lias par dissolution-ICP-MS (ALS Ireland, Geochemistry method ME-MS81), après nettoyage et broyage des échantillons à GEOPS.

Cette analyse est utilisée pour obtenir des informations précises sur la composition chimique des roches encaissantes qui peut fournir des indications sur la géochimie des roches encaissantes et ses relations avec la minéralisation à fluorite. Ces analyses sont complétées dans ce travail par des données provenant des travaux de *Bouabdli et al., 1988* (lamprophyre); *Kchit, 2007 et Bouabdellah et al., 2010b* (carbonatite) et *Wang et al., 2016* (syénite).

#### 4.2. Géochronologie U-Pb des zircons, titanites et apatites

Les échantillons de roches contenant des minéraux lourds (zircons, titanites, apatites) sont collectés sur le terrain tout en choisissant des échantillons sains représentatifs de l'événement géologique étudié. La datation U-Pb de ces minéraux lourds s'est effectuée comme suit :

##### 4.2.1. Préparations des échantillons

La méthodologie d'extraction des minéraux lourds (*Figure 2.19*), pour récupérer et concentrer la fraction minérale lourde et non magnétique contenant les cristaux d'apatite, de titanite et de zircon, vise à préparer les échantillons des roches saines récoltés.

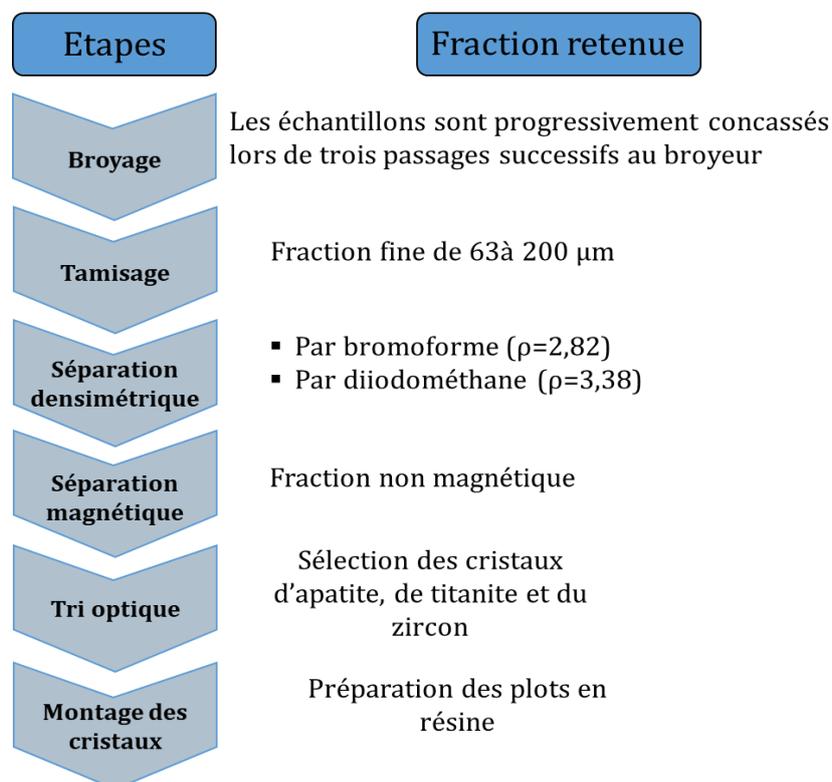


Figure 2.19: Etapes d'extraction et tri des apatites, des titanites et des zircons.

#### 4.2.1.1. Broyage et tamisage

Un broyeur à mâchoires est utilisé pour réduire les échantillons en petits morceaux de taille similaire à celle d'un gravier fin (*Figure 2.20a*). La roche est soumise à plusieurs cycles de broyage, avec un écartement des mâchoires de plus en plus étroit à chaque étape, permettant ainsi d'obtenir une granulométrie progressivement plus fine. Les fragments broyés passent par trois séries de tamis métalliques avec des mailles de 400, 200 et 63  $\mu\text{m}$  (*Figure 2.20b*). Entre chaque passage par le broyeur, la fraction inférieure à 400  $\mu\text{m}$  est retirée afin d'éviter de réduire en poudre les grains déjà séparés. Ensuite, le tamisage est réalisé avec un tamis de 200  $\mu\text{m}$ . La fraction inférieure à 200  $\mu\text{m}$  est ensuite tamisée à travers un tamis de 63  $\mu\text{m}$  sous un flux d'eau courante, permettant ainsi de séparer les fractions fines. La plage granulométrique retenue se situe entre 200 et 63  $\mu\text{m}$ .



Figure 2.20: a) Broyeur à mâchoires est utilisé pour réduire les échantillons en petits morceaux au laboratoire Géosciences Paris-Saclay. b) Série de tamis métalliques utilisés pour séparer les fractions.

#### 4.2.1.2. Séparation densimétrique et magnétique

L'utilisation du procédé de séparation par liqueur dense, parfois appelé flottaison, est nécessaire pour séparer les différents minéraux lourds présents dans la fraction fine (200-63  $\mu\text{m}$ ) récupérée au tamisage. La méthode employée est la densimétrie au bromoforme. Cette liqueur

dense permet de décanter les minéraux lourds ayant une densité supérieure à 2,82 g/cm<sup>3</sup>. Sous une hotte aspirante, la séparation s'effectue dans une ampoule à décanter d'un litre où la fraction fine (200-63 m) récupérée au tamisage est introduite jusqu'à ce qu'une couche d'un à deux centimètres se forme sur le bromoforme. Une séparation satisfaisante est assurée par une minute d'agitation suivie d'un temps de décantation d'une à deux minutes. La fraction de densité supérieure à 2,82 g/cm<sup>3</sup> est rassemblée au fond de l'ampoule (Figure 2.21). Les fractions sont ensuite nettoyées par un lavage à l'éthanol.

Une nouvelle séparation densimétrique par liqueur dense a été utilisée pour séparer les zircons et les apatites en utilisant du diiodométhane ( $\rho=3,38$  g/cm<sup>3</sup>), en suivant le même principe décrit précédemment. Cependant, le rinçage de la fraction minérale a été effectué avec de l'acétone. Étant donné sa densité plus élevée que celle du bromoforme, le diiodométhane permet la séparation de l'apatite (plus légère) du zircon (de densité plus élevée).

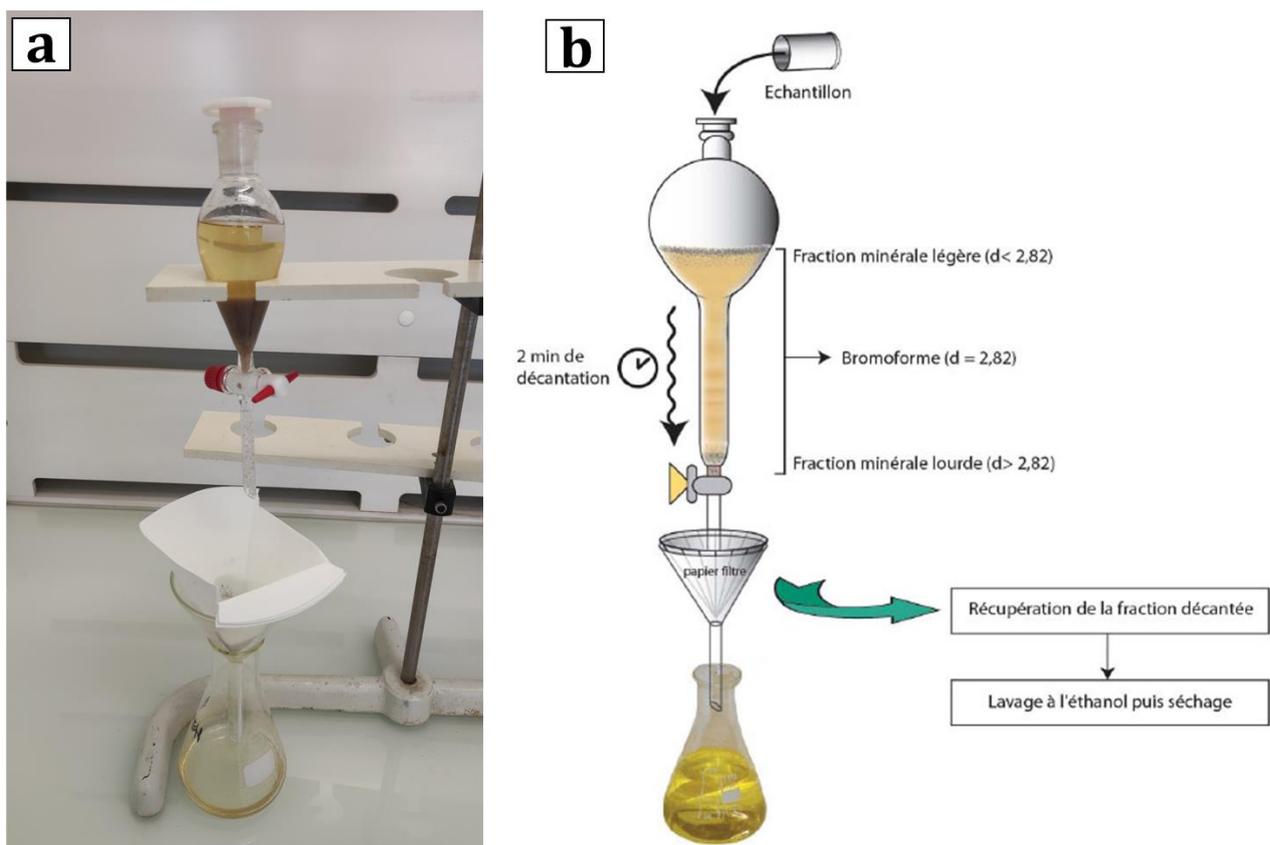


Figure 2.21: Photographie et illustration schématique du procédé de séparation densimétrique des minéraux par liqueur dense (Bour, 2010, modifiée).

Afin d'éliminer les minéraux magnétiques tels que la magnétite, la biotite et d'autres minéraux légèrement ferromagnétiques, une séparation magnétique est effectuée sur la fraction minérale récupérée de l'étape précédente.

Un séparateur à barrière de type Frantz® (*Figure 2.22*) est utilisé pour procéder à cette séparation. Ce processus utilise un aimant ventouse puissant de 1 A d'intensité. L'aimant entoure un conduit dans lequel les grains se déplacent à flux régulier. La séparation des minéraux en deux groupes a été rendue possible par la diversité des réactions des minéraux au champ magnétique. Le séparateur Frantz® a l'avantage d'utiliser simultanément les forces magnétiques et gravitationnelles. La partie non magnétique se distingue principalement par sa couleur claire. Cette partie sera récupérée et utilisée pour le tri optique.



Figure 2.22: Photographie du séparateur à barrière de type Frantz® au laboratoire Géosciences Paris-Saclay.

### 4.2.1.3. Critères d'identification et sélection des cristaux

Les cristaux de zircon, de titanites et d'apatite sont ensuite triés manuellement sous la loupe binoculaire. La première étape de tri manuel consiste à trier les cristaux en fonction de leur taille et de leur forme cristalline, à l'aide d'une loupe binoculaire en lumière naturelle transmise. L'apatite cristallise dans un système hexagonal, se présentant sous la forme d'un hexagone allongé aux arêtes émoussées. Elle est automorphe et peut être observée dans différentes couleurs, notamment incolore, ocre-jaune. L'apatite est semi-transparente à translucide, avec un

éclat vitreux ou gras (*Figure 2.23a, b*). Le zircon est un minéral à l'éclat adamantin, plus brillant et plus opaque que l'apatite, est souvent jaune à rosé ou rougeâtre en raison de fortes concentrations d'uranium et de thorium. Sa couleur n'est pas un critère de reconnaissance fiable, mais sa forme allongée et ses deux extrémités axiales en pointe le rendent plus distinctif (*Figure 2.23c, e*). La titanite (sphère) est un minéral transparent à translucide qui présente un fort éclat adamantin, avec une couleur généralement allant du jaune au vert (*Figure 2.23a*).

Dans la deuxième étape, les minéraux sélectionnés ont été observés au microscope à cathodoluminescence et au MEB-EDS afin de confirmer qu'il s'agit bien de zircons ou d'apatites ou de titanites. Le zircon présente parfois des zonations concentriques dues aux différences de concentration des éléments (*Figure 2.23e*), tandis que l'apatite apparaît en jaune (*Figure 2.23d*). Il convient de noter que ces couleurs peuvent varier d'un appareil à l'autre.

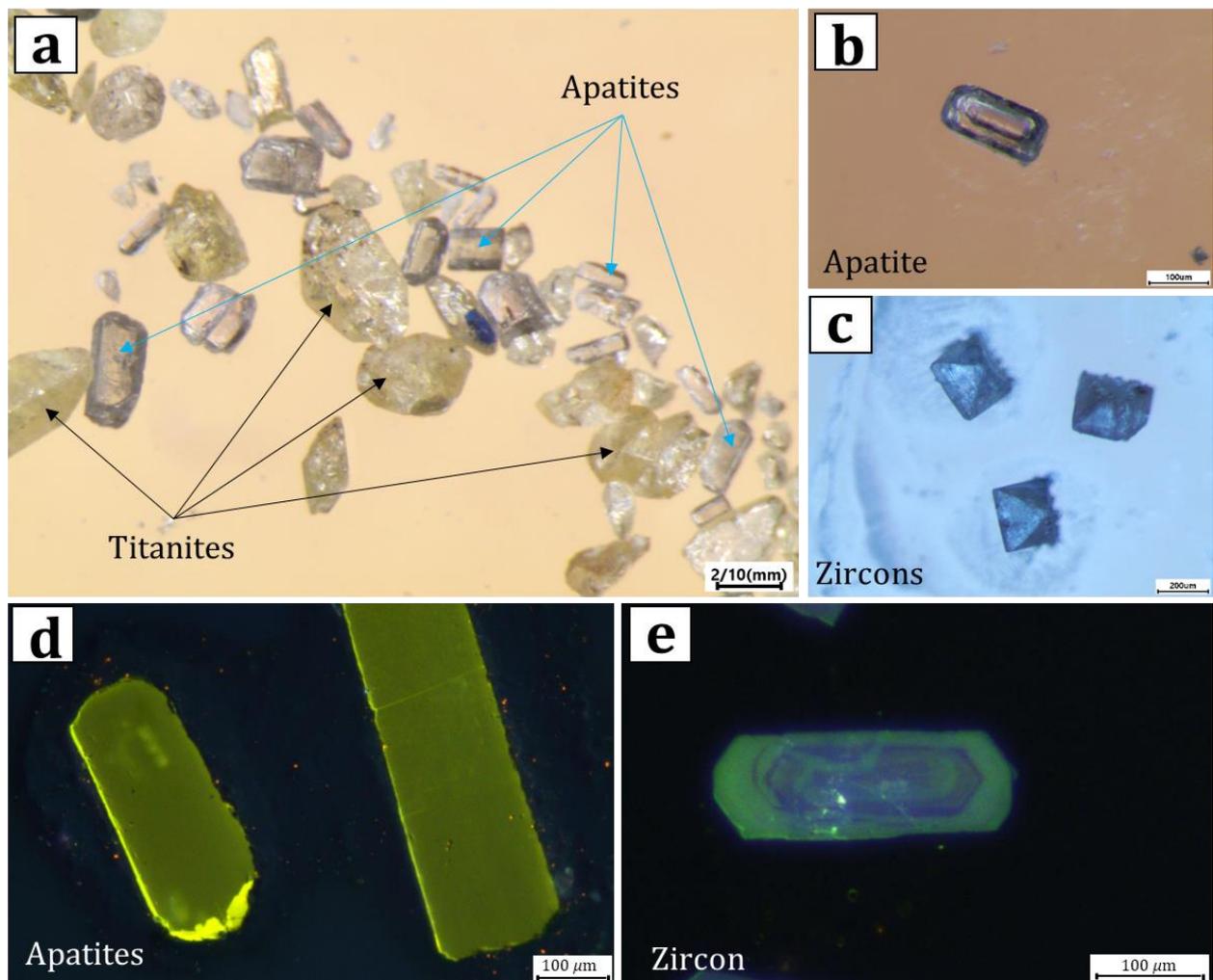


Figure 2.23: (a, b et c) Photographies de cristaux d'apatite, de titanite et de zircon sélectionnés pendant le tri manuel. (d, e). Images de cathodoluminescence de cristaux d'apatite et de zircon triés.

#### 4.2.1.4. Montage et polissage des cristaux

Chaque cristal sélectionné est minutieusement prélevé à l'aide d'une loupe, grain par grain, en utilisant une fine aiguille. Ensuite, il est fixé séparément sur une coupelle à l'aide d'une colle d'araldite. Les cristaux sont ensuite organisés en lignes et en colonnes. Une pièce cylindrique est ajoutée à la coupelle, formant ainsi un moule récipient d'un diamètre de 25 mm. Une fois que la colle d'araldite a séché (pendant environ 2 à 4 heures), le moule est rempli de résine synthétique époxy pour former un plot pour chaque échantillon (*Figure 2.2, cf. section 3*). Les moules sont ensuite placés dans une étuve à 40°C pendant une demi-journée afin de permettre à la résine de durcir.

Une fois démoulés, les plots sont soigneusement polis sur la surface où les cristaux se trouvent. Le polissage permet de mettre en surface les cristaux piégés dans la résine, tout en éliminant les irrégularités de surface sur les plots. Le processus de polissage des plots se fait en utilisant différents paliers abrasifs afin d'éviter la perte des cristaux. Enfin, des draps de polissage imprégnés d'une pâte de diamant de 3 et 1  $\mu\text{m}$  sont utilisés. La qualité du polissage, qui implique l'absence de rayures d'abrasion et une surface parfaitement plane, est vérifiée au microscope en lumière réfléchie.

#### 4.2.2. Datation U-Pb par LA-ICP-MS sur zircon, titanite et apatite

La géochronologie U-Pb par LA-ICP-MS est une technique couramment utilisée pour déterminer l'âge absolu des minéraux de zircon, de titanite et d'apatite. Ces minéraux sont souvent utilisés car ils contiennent naturellement de l'uranium, qui peut être exploité pour calculer l'âge de ces cristaux et donc l'âge de la roche dont ils sont extraits.

Le protocole analytique pour la datation U-Pb de ces minéraux lourds comporte plusieurs étapes similaires à celles décrites pour la datation de la fluorite et de la calcite (*cf. section 3.5.3.3*). Cependant, des matériaux standards spécifiques sont utilisés pour chaque minéral. Les zircons des syenites provenant de la région de Bou-Izourane ont été analysés à GEOPS par le LA-ICP-MS Element XR de Thermo Scientific™, avec le standard en verre (NIST610) et deux standards zircons, Plešovice (PSV :  $337,13 \pm 0,37$  Ma ; *Sláma et al., 2008*) et GJ-1 ( $\sim 609$  Ma ; *Jackson et al., 2004*). Ces zircons ont été ablatés à une fluence de  $3 \text{ J.cm}^{-2}$ , avec un diamètre d'ablation de 35  $\mu\text{m}$  et de pré-ablation de 40  $\mu\text{m}$  et à une fréquence de 10 Hz avec une acquisition de fond de 30 s suivie de 30 s d'ablation. Les datations U-Pb sur les grains polis d'apatite et de titanite ont été réalisées au sein

de la Plateforme Analytique GeOHeLiS de l'Université de Rennes 1 (laboratoire des Géosciences de Rennes (OSUR)) avec la méthode LA-ICP-MS. Un laser ESI NWR193UC Excimer couplé à un ICP-MS quadripole Agilent 7700x a été utilisé. Un faisceau laser de 50 µm de diamètre, une fréquence de 5 Hz et une fluence de 5,8 J/cm<sup>2</sup>, ont été utilisés avec les standards d'apatites Madagascar (*Thomson et al., 2012*) comme standard primaire et McClure (*Schoene et Bowring, 2006*) comme standards de contrôle. Pour les titanites, nous avons utilisé un diamètre de spot d'ablation de 35 µm, une fréquence de 4 Hz et une fluence de 6,8 J/cm<sup>2</sup>, en utilisant le standard de la titanite LAC (520 Ma, *Pedersen et al. 1989*).

Les données brutes U-Pb sur zircon, titanite et apatite ont été traitées avec Lolite4 (*Paton et al., 2011*). Les diagrammes et les calculs d'âges ont été obtenus avec un diagramme Tera-Wasserburg <sup>238</sup>U/<sup>206</sup>Pb versus <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb en utilisant IsoplotR (*Vermeesch, 2018*).

## Chapitre 3

# **Contexte géodynamique du Haut Atlas et Géologie du complexe de Tamazeght**

## 1. Introduction

Le Maroc est situé à la limite entre la plaque africaine et la plaque eurasiennne, ce qui le place dans une région géodynamiquement active. Sa géologie témoigne d'une histoire très riche et variée, caractérisée par des événements tectoniques et géologiques majeurs qui se sont produits au cours de différentes orogénèses.

## 2. Domaines structuraux du maroc

La géologie du Maroc est très complexe et diversifiée, avec une histoire géologique riche en événements orogéniques (Précambrien, Varisque, Atlasique et Alpin) qui ont façonné le paysage actuel, qui est divisé en quatre principaux domaines structuraux (*Figure 3.1*) (*Choubert et Marçais, 1956; Michard, 1976*). Le domaine rifain, situé dans le nord du Maroc, est caractérisé par des montagnes abruptes qui se sont mises en place au cours de l'orogénèse alpine. Le domaine atlasique, comprenant le Haut Atlas et le Moyen Atlas, est également issu de l'orogénèse alpine. Le Haut Atlas est la chaîne de montagnes la plus élevée du Maroc, avec des sommets atteignant plus de 4000 mètres d'altitude (e.g., jebel Toubkal). Le Moyen Atlas, quant à lui, est une région de montagnes plus basses. Le domaine mésetien, avec un substratum déformé et structuré durant l'orogénèse varisque et enfin, le domaine anti-atlasique et saharien, situé dans le sud du Maroc, a été formé pendant les orogénèses éburnéenne et panafricaine. Ce domaine est caractérisé par des montagnes et des déserts, avec des formations géologiques impressionnantes telles que les gorges du Dadès et du Todra.

Selon la synthèse de *Michard et al. (2008)*, le Maroc comprend quatre principales ceintures structurales : i) La ceinture panafricaine néoprotozoïque dans l'Anti-Atlas, constituée d'un anticlinal avec un noyau de roches précambriennes et paléozoïques inférieures, entourant la partie nord du craton ouest-africain paléoprotozoïque ; ii) les Mesetas marocaines varisques (occidentales et orientales), composées de roches allant du paléozoïque au cénozoïque ; iii) Les montagnes alpines du Moyen et du Haut Atlas, constituées de roches paléozoïques à paléogènes ; iv) la chaîne alpine du Rif, composée de roches allant du paléozoïque au miocène, enregistrant les effets de la déformation miocène-quadernaire associée à l'orogénèse maghrébine ou atlasienne.

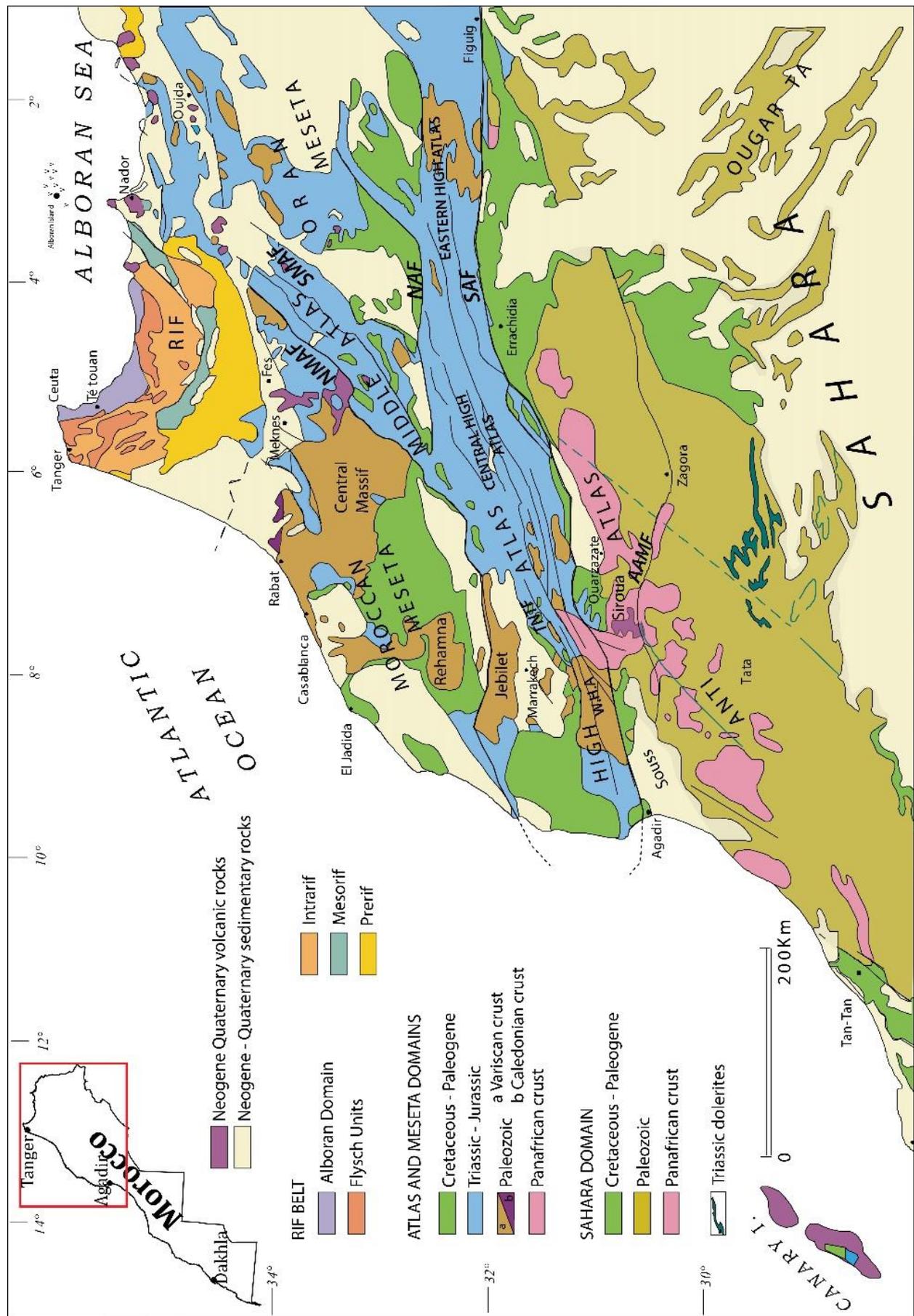


Figure 3.1: Domaines structuraux du Maroc (Frizon de Lamotte et al., 2004; Michard et al., 2008).

### 2.1. Domaine Rifain

Le domaine rifain au nord du Maroc est situé dans la terminaison péri-méditerranéenne occidentale du système orogéographique Alpin-Himalayen (*Durand-Delga et al., 1960 ; Wildi, 1983 ; Frizon de Lamotte et al., 1991 ; Lonergan et White, 1997 ; Platt et al., 2013*). Il rejoint les cordillères bétiques au sud de l'Espagne pour former l'arc de Gibraltar, marquant la transition entre les domaines atlantique et téthysien (*Ricou, 1994 ; Figure 3.1*). La Ceinture du Rif, qui fait partie du Tell-Rif (ou Maghrebides), est constituée de trois grands domaines tectoniques : le Domaine Interne, le Domaine des Flysch et le Domaine Externe, chevauché par les Domaines Interne et Flysch, représente l'ancienne marge nord-africaine (*Favre et al., 1991 ; Favre, 1992 ; Michard et al., 2014 ; Gimeno-Vives et al., 2019*). Selon *Durand-Delga et Fontboté (1980), Wildi (1983), Bouillin et al. (1986), Guerrera et al. (2012), Leprêtre et al. (2018), Gimeno-Vives et al. (2020)*, ces domaines représentent deux zones continentales distinctes qui définissaient auparavant un ancien bassin profond connu sous le nom de " Bassin des Flyschs " ou " Téthys maghrébine".

Le Tell-Rif se serait formé directement suite à la fermeture progressive de la mer de Téthys, conduisant à la collision de la province AlKaPeCa (Alboran-Kabylies-Peloritain-Calabre) avec l'Afrique (*Leprêtre et al., 2018*). *Leprêtre et al. (2018)* ont également souligné l'importance de la nature non-cylindrique du système Tell-Rif, qui est due à la fois à son héritage mésozoïque et aux conditions liées à l'inversion, ainsi qu'au développement de bassins d'orientations NE-SW qui se sont formés avant la mise en place d'un grand couloir transformant. Ce couloir transformant reliait l'Océan Atlantique Central à la Téthys Ligure au début du Jurassique inférieur (*Leprêtre et al., 2018*).

La Téthys Maghrébine s'est formée ultérieurement en réponse à l'ouverture qui s'est produite dans un contexte de décrochement senestre entre la plaque Ibérique et l'Afrique au Jurassique supérieur-Crétacé inférieur (*Leprêtre et al., 2018 ; Gimeno-Vives et al., 2020*). Plusieurs événements tectoniques, dont l'événement compressif majeur, se sont produits pendant le Crétacé supérieur et avant l'Oligocène. Le contexte de dépôt est passé d'un bassin profond pendant la fin du Crétacé et le Paléocène à une plate-forme externe et une pente pendant l'Éocène et le Miocène (*Martín-Martín et al., 2022*). Au cours de l'Oligocène, la subduction de la marge nord-africaine a pris fin et a été remplacée par une subduction du Maghreb-Téthys sous l'AlKaPeCa au nord (*Leprêtre et al., 2018 ; Gimeno-Vives et al., 2020*). Depuis le Miocène, la géodynamique de la ceinture du Rif est régie par le retrait vers l'ouest d'une grande plaque qui comprend la lithosphère de la Téthys maghrébine et le sous-continent africain (*Leprêtre et al.,*

2018 ; Gimeno-Vives et al., 2020). Ce domaine est caractérisé par une abondance de minéraux exploitables, en particulier porteurs de métaux tels que le plomb, le fer, le zinc et l'argent (e.g., Jbel Ouiksane ; Marcoux et Jébrak, 2021), et des minéralisations de fluorite telles que celles trouvées à Ouazzane (Lezier, 1969 ; Touray, 1969 ; Figure 1.5) et Beni Bou Ifrou (Agard et Elmaleh, 1978 ; Van Alstine et Schruben, 1980 ; Figure 1.5).

## 2.2. Domaine Mésetien

Le domaine mésétien du Maroc est composée de formations plissées et d'intrusions rocheuses du paléozoïque, entourées de séquences discordantes du mésozoïque et du cénozoïque (Michard, 1976 ; Hoepffner, 1987 ; Figure 3.1). En effet, ce secteur est formé par l'assemblage, entre le Dévonien tardif et le Carbonifère tardif, de sous-domaines distincts (zones structurales) présentant des âges de plissement et des degrés de métamorphisme différents (Michard et al., 2010 ; Delchini et al., 2018). Ces sous-domaines vont du plus ancien au plus récent dans le processus de plissement, et ils comprennent le bloc de Sehou, la Meseta orientale et la Meseta occidentale (Michard et al., 2010). Le Bloc de Sehou est considéré comme un bloc plissé d'âge éovarisque, qui a été intrudé par le granite de Rabat pendant le Dévonien supérieur. Par la suite, il a été exhumé pendant le Viséen grâce au chevauchement du Bloc de Sehou sur les Meseta Occidentale et Orientale le long de la faille de Rabat-Tiflet (RTFZ) (Michard et al., 2010 ; Pouclet et al., 2017 ; Tahiri et al., 2010). La Meseta Orientale est constituée de séries paléozoïques, comprenant des dépôts turbiditiques et calcaires du Dévonien inférieur à moyen, ainsi que des roches volcano-clastiques associées à un magmatisme calco-alcalin pendant le Carbonifère inférieur (Hoepffner et al., 2005, 2006). Cette région présente une déformation polyphasée, avec deux principaux événements : une déformation éovarisque au Famennien-Tournaisien (~370-360 Ma) et une déformation varisque au Carbonifère supérieur-Permien inférieur (~300 Ma ; Hoepffner et al., 2005, 2006). La Meseta Occidentale, composée du Bloc Côtier et de la Zone Centrale, a été soumise à une déformation et un métamorphisme lors de l'événement varisque à partir du Carbonifère supérieur. Cependant, l'événement éovarisque a également été observé dans les formations cambro-ordoviciennes du bassin d'Azrou-Khenifra, suggérant une continuité avec la Meseta Orientale (Hoepffner et al., 2005 ; Michard et al., 2010).

Dans la région de la Meseta, l'activité tectonique et magmatique de l'événement éovarisque, survenant au Dévonien supérieur et au début du Carbonifère, est généralement considérée comme une manifestation précoce d'un événement de subduction supérieure (Kharbouch et al.,

1985 ; Boulin *et al.*, 1988 ; Roddaz *et al.*, 2002 ; Michard *et al.*, 2010 ; Essaifi *et al.*, 2014), bien que la suture océanique correspondante n'ait pas été identifiée (Hoepffner *et al.*, 2005). Cependant, une nouvelle proposition formulée par Chopin *et al.* (2023) suggère que les bassins intracontinentaux et le magmatisme du début du Carbonifère en Afrique du Nord-Ouest résultent de la propagation de l'océan Paléotethys à l'intérieur du continent Gondwana. En revanche, l'activité tectono-magmatique de la fin du Carbonifère et du début du Permien pourrait refléter l'accrétion de la marge orientale du Gondwana à la branche ibérique de la ceinture varisque européenne.

La ceinture varisque de la Meseta présente localement une couverture sédimentaire mésozoïque-cénozoïque non déformée (Michard *et al.*, 2008). Elle abrite également des bassins intramontagneux, des bassins satellites ou d'avant-pays du Cénozoïque au Quaternaire, tels que Gharb, Saïss, Guercif, Missouri, Moulouya, Tadla, Bahira, Ahouz et Souss (Chalouan *et al.*, 2023). Une série de coulées de basaltes tholéïtiques de la Province Magmatique de l'Atlantique Central (CAMP) se trouve sur les couches synrift détritiques du Trias supérieur, par exemple celles du Massif de la Haute Moulouya (Ouarhache, 2002; Ouarhache *et al.*, 2012; Yaagoub *et al.*, 2021, 2022). Ces coulées ont été datées entre  $210 \pm 2,1$  et  $196 \pm 1,2$  Ma ( $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  sur plagioclase-*Fiechtner et al.*, 1992). Elles sont associées au rift avorté de l'Atlas orienté NE-SW, qui s'est produit lors de l'ouverture de l'Atlantique central (*Fiechtner, 1990; Piqué et al., 2007 ; Verati et al., 2007 ; Ouarhache et al., 2012*). Les déformations tectoniques se sont produites principalement au cours du Miocène supérieur et ont accentué la subsidence du plateau par la réactivation des failles héritées en réponse à la collision Europe/Afrique (*Piqué, 2001 ; Le Roy et al., 2004*). Cependant *Clementucci et al. (2023)* ont interprétés le soulèvement dans ce domaine comme reflétant d'un épaissement crustal localisé par addition de magma ou un amincissement lithosphérique par délamination du manteau au début du Miocène.

### *2.3. Domaine anti-atlasique et son prolongement saharien*

Les montagnes de l'Anti-Atlas au Maroc font partie de la portion nord de la ceinture orogénique panafricaine qui entoure le Craton Ouest-Africain (WAC) (*Hefferan et al., 2000*). Elles s'étendant sur une longueur de 800 km et une largeur de 200 km dans une direction WSW-ENE, l'Anti-Atlas est délimité au nord par la faille du Sud Atlasique (*Ennih et Liégeois, 2001*), tandis que sa limite sud est définie par la faille varisque du Bas Draa (*Soulaimani et al., 1997 ; Burkhard et al., 2006 ; Figure 3.1*). Cette région peut être considérée comme un vaste plateau plissé composé

d'unités sédimentaires cambriennes, avec plusieurs noyaux précambriens ou "boutonnières" dispersés le long des anticlinaux érodés (Choubert, 1963). Les boutonnières situées dans la partie sud-ouest de l'Anti-Atlas exposent des roches paléoprotérozoïques, similaires à celles du bouclier de Reguibat (WAC). En revanche, les boutonnières centrales et orientales présentent des roches panafricaines néoprotérozoïques. La zone de transition entre ces deux régions distinctes correspond approximativement à la faille majeure de l'Anti-Atlas (FMAA) (Choubert, 1947).

La ceinture de l'Anti-Atlas ne comprend pas de dépôts du Mésozoïque ou du Cénozoïque, à l'exception de quelques dykes et sills mafiques de la province magmatique de l'Atlantique central (CAMP) (Sebai et al., 1991 ; Palencia-Ortas et al., 2011 ; Bouiflane et al., 2017 ; Marzoli et al., 2018 ; Jaffal et al., 2023). Au Jurassique moyen, le domaine de l'Anti-Atlas a subi une exhumation crustale et une érosion pouvant atteindre 10,5 km, résultant du rifting continental dans l'Atlantique central et l'Atlas téthysien (Guiraud, 1998; Frizon de Lamotte et al., 2000; El Harfi et al., 2006 ; Gouiza et al., 2017). La période post-rift dans les deux systèmes de rifts a été déterminée par le refroidissement de la lithosphère et la subsidence crustale, et elle s'est étendue jusqu'au domaine de l'Anti-Atlas, où les roches du socle ont enregistré une subsidence de 1 à 3 km pendant le Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur (Gouiza et al., 2017). L'exhumation finale de la ceinture de l'Anti-Atlas a débuté à la fin du Crétacé inférieur (vers l'Aptien-Albien). Selon les données thermochronologiques de l'apatite, les Monts Anti-Atlas ont connu un déplacement vertical insignifiant après l'orogénèse varisque et ce n'est qu'au Néogène, lors de la collision entre l'Afrique et l'Europe, qu'ils ont finalement été soulevés (Malusà et al., 2007; Ghorbal et al., 2008; Ghorbal, 2009; Gouiza, 2011; Ruiz et al., 2011; Bertotti and Gouiza, 2012; Oukassou et al., 2013; Sehart, 2014; Leprêtre et al., 2015). Cette collision aurait probablement été l'élément moteur de cette exhumation (Gouiza et al., 2017).

#### 2.4. Domaine Atlasique : (Haut et Moyen Atlas)

Le Moyen Atlas de direction NE-SW et le Haut Atlas de direction ENE-WSW sont deux chaînes de montagnes appartenant à la chaîne atlasique, qui a été formée au Cénozoïque (Laville et Fedan, 1989). Ces chaînes atlasiques sont des chaînes de montagnes intracontinentales qui se sont formées par la convergence Afrique-Europe et la fermeture de bassins intracontinentaux (Mattauer et al., 1977; Rodgers, 1987; Ziegler et al., 1995 ; Frizon de la motte et al., 2000). Cette collision a provoqué la formation de plissements et de failles dans la croûte terrestre, qui ont donné naissance aux montagnes atlasiques. Les accidents majeurs qui bordent ces chaînes, tels que l'Accident Nord Moyen Atlasique (NMAF), l'Accident Sud Moyen Atlasique (SMAF), l'Accident

d'Aït Ouffela (AOF) et l'Accident Sud Atlasique (SAF), sont des zones de failles majeures qui marquent les limites entre les différentes unités géologiques de ce domaine (*Frizon de la motte et al., 2000, 2009 ; Figure 3.1*).

L'évolution géodynamique du Moyen Atlas a commencé au Trias par des structures héritées de l'orogénèse varisque, résultant en une chaîne de montagnes soulevée orientée du sud-ouest au nord-est et étendue au centre du Maroc (*Arboleya et al., 2004 ; Frizon de Lamotte et al., 2008*). Dans le Moyen Atlas, l'évolution du bassin jurassique a été influencée par trois épisodes distincts (*Charrière et al., 1994. Frizon de Lamotte et al., 2008*) ; Tout d'abord, une subsidence lente de la plate-forme durant le Lias inférieur-moyen, avec une légère accélération pendant le Domérien ; ensuite, une période de subsidence réduite durant le Toarcien et le début du Bajocien ; enfin, une phase de subsidence active et de remplissage du Bajocien moyen à la fin du Bathonien. Cette phase a débuté dans un environnement marin pour évoluer ensuite vers un environnement continental, avec de fréquentes incursions marines, notamment dans le synclinal d'El Mers pendant la fin du Bathonien. Un volcanisme alcalin de basanites, principalement sous forme de sills et de dykes datant de  $57 \pm 3$  à  $37 \pm 6$  Ma dans la région méridionale de Taourirt, caractérise l'événement compressif de l'éocène (*Charlot et al., 1964*).

Le Haut Atlas est marqué par des plis à grande échelle dominés par des crêtes orientées ENE-WSW, séparées par de larges synclinaux (*Sadki, 1996, Benammi et al., 2001*). Il est constitué de roches sédimentaires mésozoïques à cénozoïques recouvrant le socle paléozoïque, qui a été déformé et métamorphosé pendant l'orogénèse hercynienne (*Piqué et Michard, 1989 ; Yaagoub et al., 2022*). Lors de l'inversion du Haut Atlas, le raccourcissement et l'épaississement de la croûte ont eu lieu dans une certaine mesure, ce qui pourrait expliquer la topographie différentielle par rapport aux plaines flanquantes (*Teixell et al., 2003 ; Missenard et al., 2006 ; De Lis Mancilla et al., 2012*). L'épaississement de la croûte explique également l'absence de volcanisme récent dans le Haut Atlas, alors qu'il est abondant dans les zones périphériques (*Teixell et al., 2003*). Le Haut Atlas est essentiellement divisé en trois grandes parties distinctes : le Haut Atlas occidental, le Haut Atlas oriental, et entre les deux, le Haut Atlas central.

### **3. Géologie et contexte géodynamique du Haut Atlas**

L'orogénèse varisque a causé la formation d'une chaîne de montagnes qui s'étendait de l'Europe à l'Amérique du Sud, en passant par l'Afrique. La collision des blocs Laurentia et de

Gondwana a formé le supercontinent de la Pangée, qui a ensuite été divisée en Laurasie et Gondwana, entraînant l'ouverture de l'océan Atlantique central au début du Trias (Arthaud et Matte, 1977; Kroner et al., 2007; Matte, 2001; Poole et al., 2005). En effet, avec l'éclatement de la Pangée et le développement de l'océan Atlantique central, le Maroc est désormais limité par deux océans (Laville et al., 2004; Hafid et al., 2006; Frizon de Lamotte et al., 2009; Figure 3.2) : la Téthys au Nord-Est et l'océan Atlantique naissant à l'Ouest. Entre les deux, un important système de rift connu sous le nom de rift atlasique est apparu et qui va avorter au cours du Jurassique.

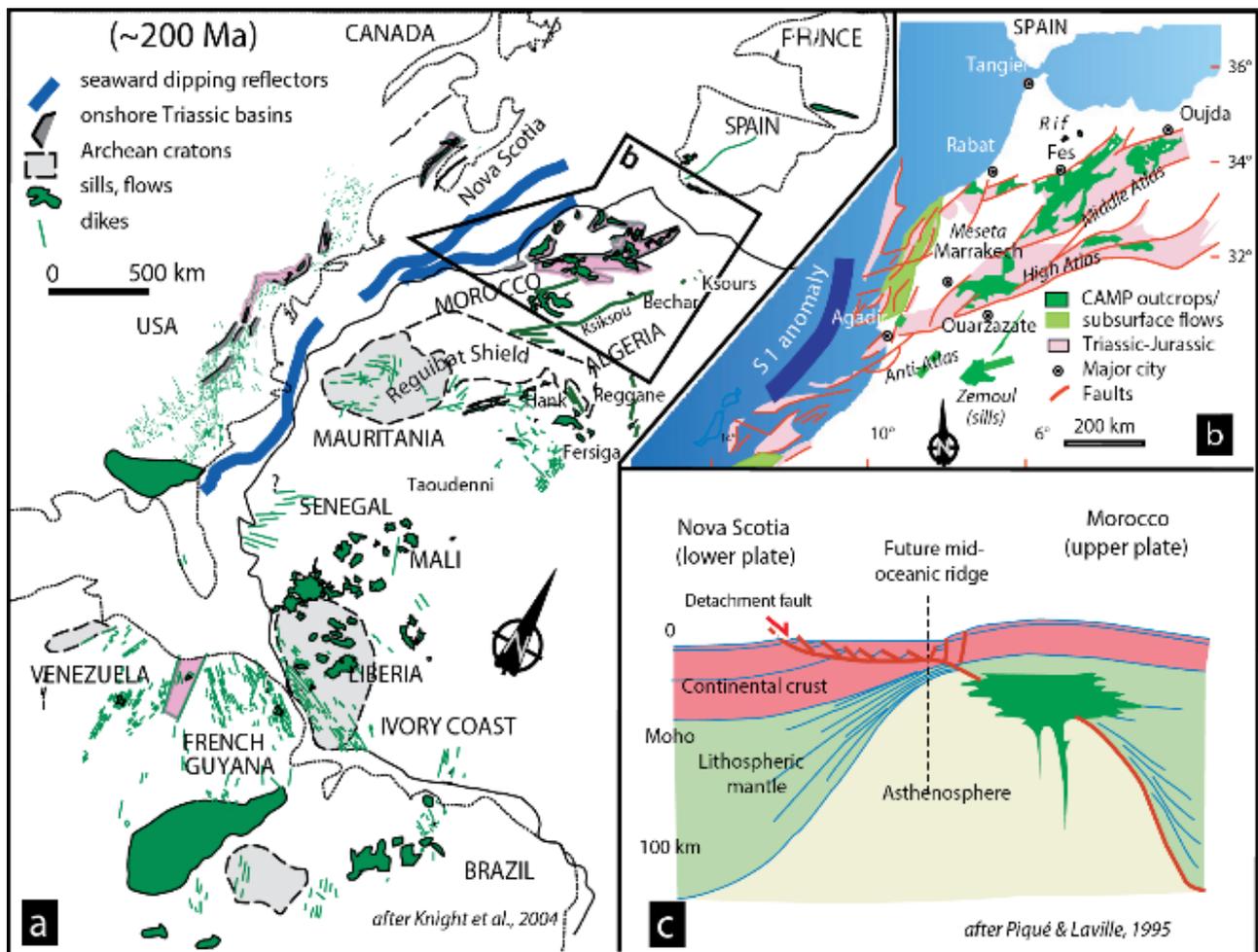


Figure 3.2: L'Atlantique et le rifting de la néo-Téthys à la limite Trias-Jurassique. a) Extension de la province magmatique atlantique centrale (CAMP) à travers les continents de Gondwanan, et zoom sur la région Marocaine; b) Géologie du Trias-Jurassique au Maroc, avec les zones de rift, les structures de bassin et le magmatisme lié au CAMP (Knight et al., 2004 modifié d'après Chabou et al. 2007); c) rifting asymétrique abouti le fort soulèvement de l'épaule de rift sur le côté africain (Piqué et Laville, 1995, modifié d'après Michard et al., 2008).

Les transgressions qui ont alimenté le Haut-Atlas pendant le Jurassique ont deux origines différentes (Figure 3.4a). La première provient de l'océan Atlantique, qui se formait à l'ouest du Maroc, et alimentait le Haut-Atlas occidental. La seconde origine est la Téthys, qui se trouvait au

nord-est du Maroc et alimentait le Moyen Atlas ainsi que les Hauts Atlas central et oriental (*Choubert et Faure-Muret., 1962*). Ces transgressions ont permis le dépôt de sédiments marins dans les bassins sédimentaires de la région. La déformation tectonique qui s'est produite dans la région du Maroc pendant le Cénozoïque s'est principalement concentrée sur les accidents hérités de l'orogénèse varisque, notamment le rift Atlasique et les zones de failles associées (*Laville et al., 2004 ; Frizon de Lamotte et al., 2000, 2009*). Au cours de cette période, les bassins sédimentaires qui s'étaient formés pendant le Jurassique ont ensuite été plissés et soulevés lors de la déformation tectonique Alpine pendant le Cénozoïque pour former les montagnes de l'Atlas (*Frizon de Lamotte et al., 2000, 2009*).

De nombreuses études ont été menées pour comprendre l'évolution géologique et tectonique du Haut Atlas et pour proposer des scénarios d'évolution de cette chaîne de montagnes. Ces études ont porté sur divers aspects, tels que la géomorphologie, la sédimentologie, la stratigraphie, la géochronologie, la tectonique et la géodynamique (*Du Dresnay, 1972 ; Van Houten, 1977 ; Manspeizer et al., 1978 ; Salvan, 1984 ; Beauchamp, 1988 ; Lorenz, 1988 ; Beauchamp et al., 1996 ; Piqué, 1998 ; Hafid, 2000 ; Laville et al., 2004 ; Missenard, 2006 ; Missenard et al., 2007 ; Frizon de Lamotte et al., 2000, 2009 ; Casas-Sainz et al., 2023 ; Moussaid et al., 2023*). Bien que la plupart de ces travaux s'accordent sur l'existence du "Rift Atlasique" dans l'histoire géologique du Maroc, il existe des débats et des différences d'interprétation parmi les chercheurs. Certaines de ces principales différences d'interprétation concernent l'épisode et l'origine de ce rift.

Certains auteurs considèrent que le Rift atlasique a commencé au Trias supérieur et s'est terminé au Bathonien (*Du Dresnay, 1975 ; Warme, 1988 ; Jacobshagen et al., 1988 ; Souhel et al., 1993*), même au Crétacé (*Beauchamp et al., 1996 ; Gomez et al., 2000*); d'autres pensent qu'il est plus vraisemblablement lié à deux événements. Une première phase extensive commence au Carnien et conduit au développement du rift atlasique principal avec la réactivation d'accidents hérités de l'orogénèse varisque (*Laville et Piqué, 1991 ; Frizon de Lamotte et al., 2000, 2009 ; Sébrier et al., 2006 ; Escosa et al., 2021*). Cet événement a été suivi d'une subsidence thermique et de la mise en place d'une plate-forme carbonatée au Lias supérieur (*Missenard, 2006*). Après la phase principale de rifting Trias-Jurassique, une seconde phase extensive s'est produite au Toarcien supérieur, au cours de laquelle la plate-forme sédimentaire qui s'était formée pendant le Jurassique inférieur a été disloquée (*El Hammichi et al., 2002*). Cette deuxième phase extensive a

entraîné la formation de nouveaux bassins d'effondrement et l'accumulation de sédiments détritiques, qui témoignent d'un environnement de dépôt de type fluvial et deltaïque.

La surrection de l'Atlas n'est pas seulement attribuable aux faibles taux de raccourcissement de la croûte, selon *Missenard et al. (2006)*, un facteur thermique qui s'étend de l'Anti-Atlas occidental et de la région de Siroua au Haut Atlas central et au Moyen Atlas et enfin au Rif, est impliqué dans le soulèvement de l'Atlas. Ce facteur est lié à une bande oblique d'arc lithosphérique amincie. L'Afrique et l'Europe se sont rapprochées depuis le Crétacé. Les vitesses relativement lentes de ce mouvement sont généralement inférieures à 10 cm/an (*Rosenbaum et al., 2002*). Selon *Vergès et al. (1995)*, *Meigs et al. (1996)* et *Frizon de Lamotte et al. (2000, 2009)*, la principale phase compressive s'est produite au cours de l'Éocène supérieur dans les chaînes intracontinentales des Pyrénées et de l'Atlas.

Le rift du Haut Atlas a connu une évolution polyphasée qui a débuté à la fin du Permien et au début du Trias (rift précoce 259,3-234,4 Ma ; *Zühlke et al. 2004*), tandis que le paroxysme a été atteint au cours du Trias tardif-début du Lias, suite à l'ouverture de l'Océan Atlantique central (CAO) à l'ouest et de la Téthys alpine au nord (*Petit et Beauchamp 1986 ; Olsen et al. 1996, 2003 ; Olsen 1997 ; Le Roy et Pique 2001 ; Ellouz et al. 2003 ; Frizon de Lamotte et al. 2008 ; Perez et al. 2019 ; ; Fernandez 2019*). Les principaux événements géologiques de l'évolution structurale du bassin atlasique sont résumés dans la *figure 3.3*.

- Phase de pré-rift

Au sud des montagnes du Haut Atlas, l'Anti-Atlas expose des roches d'âge précambrien à paléozoïque rattachées au craton ouest-africain (*Michard et al., 2010*). L'orogénèse panafricaine et la déformation varisque ont influencé les roches du Protérozoïque supérieur. La dislocation de la Pangée par une extension post-convergente dans les bassins synrift du Trias supérieur et du Jurassique précoce a conduit à la création de grands épisodes qui ont débuté par la réactivation des chevauchements varisques - Alleghaniens précédents au Paléozoïque supérieur (*Laville et al., 2004 ; El Harfi et al., 2006 ; Ellero et al., 2012 ; Figure 3.4a*). Les dépôts de pré-rift sont surmontés par des coulées de basalte tholéiitique de la CAMP (Province Magmatique de l'Atlantique Central), dont les âges absolus sont d'environ 200 Ma, correspondant à la transition Trias-Jurassique (*Fiechtner et al., 1992 ; Knight et al., 2004 ; Marzoli et al., 2004 ; 2018*).

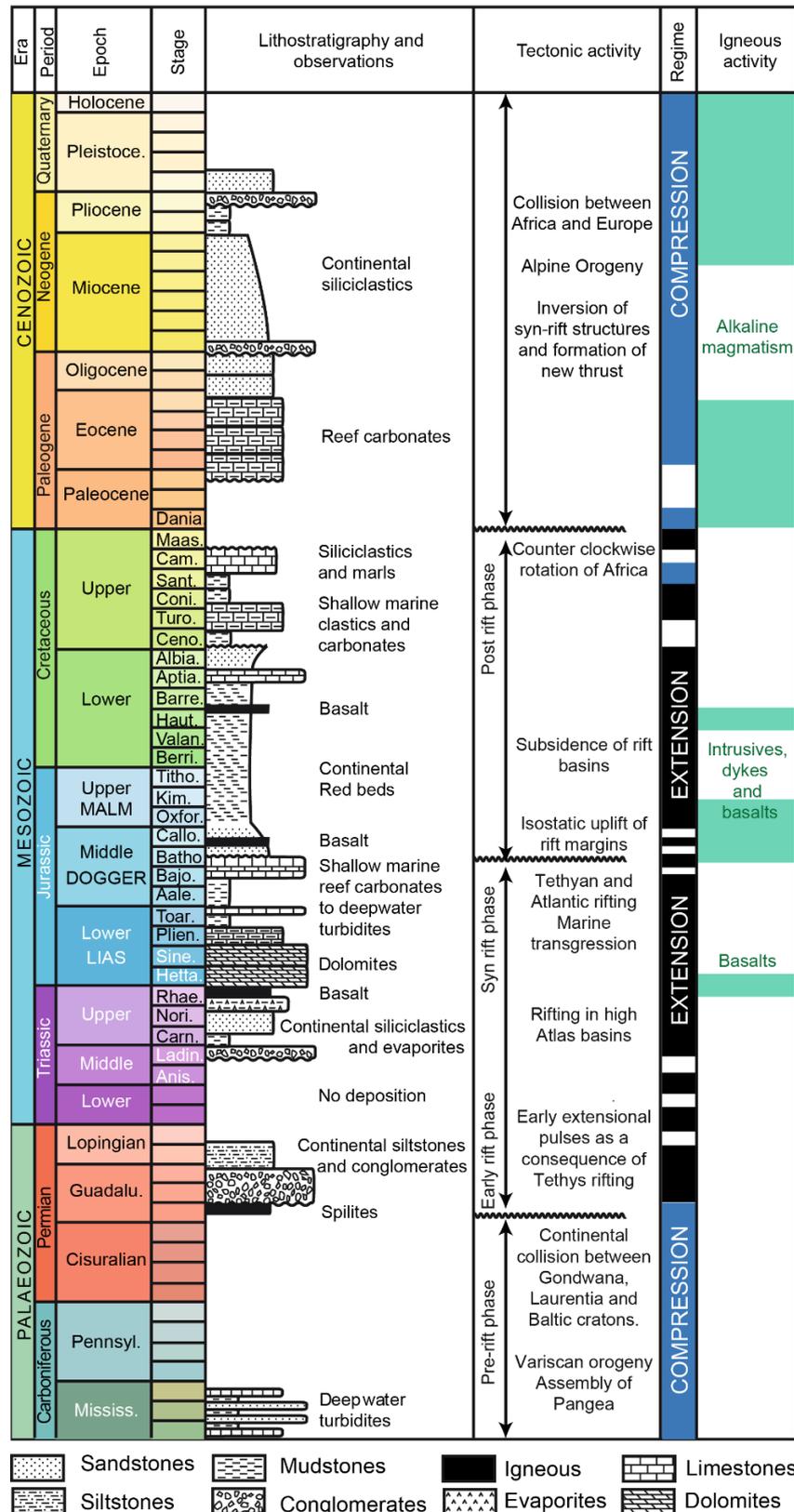


Figure 3.3: Colonne stratigraphique synthétique des principaux événements géologiques survenus dans le Haut Atlas central (Moussaid et al., 2023). Données compilées à partir de Hailwood et Mitchell (1971), Armando (1999), Beauchamp et al. (1996, 1999), Le Roy et al. (1998), Haddoumi et al. (2002), El Harfi et al. (2006), Teixell et al. (2007), Verati et al. (2007), Tesón et Teixell (2008), Baudon et al. (2009), Michard et al. (2011), Gradstein et al. (2012), Torres-López et al. (2014), Moragas et al. (2016), Calvín (2018).

- Phase de synrift

Le domaine du Haut Atlas a connu une extension et un rifting pendant la majeure partie du Mésozoïque (*Frizon de Lamotte et al. 2008*). Dans un premier temps, au Trias, cette extension se révèle dans des lits rouges et des basaltes tholéitiques. Plus tard, au cours du Jurassique, il se distingue par le dépôt de carbonates et de schistes marins, surmontés de lits rouges continentaux (*Michard, 1976*). Les séquences syn-rift atteignant une épaisseur de plus de 7 km au centre du bassin (*Moussaid et al., 2023*). Le développement géodynamique du Maroc, est fortement lié au rifting Atlantique à l'ouest et à la création de la Téthys au nord pendant le Crétacé. Le modèle de bassin à faille de transfert (*Laville et Piqué, 1992*) et le modèle de bassin d'extension ("Atlas Rift" ; *Jacobshagen et al., 1988*) peuvent tous deux être utilisés pour expliquer l'architecture d'extension des bassins de l'Atlas au Jurassique. Les structures triasiques sont guidées par le jeu, en failles normales, des structures varisques N50 à N90 et N130 à N160 (*Mattauer et al., 1977; Laville et al., 1977, Laville, 1977, 1978; Laville et Piqué, 1991, 1992; Aït Brahim et al., 2002*), induisant une extension générale NNW-SSE à NW-SE. Les failles d'intrabassin orientées NNE-SSW à NE-SW, sont considérées comme des failles d'extension dip-slip (*Mattauer et al., 1977 ; Laville et Petit, 1984 ; Beauchamp, 1988 ; Frizon de Lamotte et al. 2008*).

- Phase de postrift

De grandes parties de l'Afrique du Nord ont été inondées par des mers peu profondes qui ont traversé les océans Atlantique et la Téthys à la fin du Jurassique et au Crétacé (*Frizon de Lamotte et al. 2008*). Les roches sédimentaires postrift des montagnes de l'Atlas sont constituées de roches sédimentaires clastiques continentales, carbonatées et marines transgressives peu profondes dont l'âge varie du Cénomaniens inférieur à l'Éocène. Le développement géodynamique du Haut et Moyen Atlas s'est considérablement modifié au cours de l'Éocène supérieur (*Frizon de Lamotte et al., 2000, 2009; Leprêtre et al. 2015*). Les grabens (ou demi grabens) de rift antérieurs ont subi une déformation par compression/transpression, ce qui a entraîné un soulèvement considérable, comme en témoigne la présence de galets de l'Atlas dans les bassins d'avant-pays le long des marges sud et nord du Haut Atlas (*El Harfi et al., 2001, 2006*). A l'Eocène la compression N-S enregistrée au Maroc et affectant l'ensemble de la Méditerranée Occidentale (*Tapponier, 1977*) est due au déplacement relatif entre l'Afrique du Nord et l'Europe (*Olivet et al., 1984*). La fermeture progressive de la Téthys aboutit finalement à une collision continent-continent (*Ricou, 1994*). C'est à cette époque que le complexe de Tamazeght (Tamazert) s'est mis en place lors de la phase compressive N-S (*Kchit, 1990*).

- Soulèvement du Haut Atlas

Le soulèvement de la chaîne du Haut Atlas Marocain a commencé à l'Eocène supérieur avec un passage rapide de la formation de conglomérats marins à celle de conglomérats continentaux, suivi d'une phase de quiescence à l'Oligocène et au Miocène inférieur due à la réduction des forces orogéniques horizontales le long de la limite de la plaque africaine/européenne (*Frizon de Lamotte et al., 2000, 2009; Missenard et al., 2006; Leprêtre et al. 2015*). La période du Miocène inférieur-moyen, caractérisée par une première phase d'amincissement lithosphérique plus une composante de raccourcissement, a entraîné la mise en place de nappes tectono-gravitaires le long du Haut Atlas (*Teixell et al., 2003; Missenard et al., 2006; El Makrini et al., 2017*). Elle a été suivie par un état de subsidence à grande échelle, causé par une diminution de l'intensité de l'amincissement lithosphérique. Le raccourcissement a repris tout au long du Pliocène-Quaternaire en entraînant la formation de l'orogène actuel à l'aide d'un deuxième événement d'amincissement lithosphérique (*Frizon de Lamotte et al., 2000, 2009; Leprêtre et al. 2015*). Au cours de cette période, les bassins sédimentaires qui s'étaient formés pendant le Jurassique ont été inversés.

#### 4. Géologie du Haut Atlas Central

La transversale Marrakech-Ouarzazate à l'ouest et la vallée de l'Oued Ziz à l'est constituent respectivement la limite occidentale et orientale du Haut Atlas central (*Choubert et Marçais, 1952; Michard, 1976; Piqué, 1994*). L'accident Nord Atlasique (NAF, faille de Tizi n'Test) et Sud Atlasique (SAF) bornent simultanément la partie septentrionale et méridionale du Haut Atlas Central (*Roch, 1939; Jacobshagen, 1992; Figure 3.1 et 3.4a*). Les roches de socle, sont souvent recouvertes par une couverture mésozoïque plissée.

Pendant le Permien supérieur et le Trias supérieur, une séparation s'est produite entre le rift du Haut Atlas et le rift atlantique grâce à l'Arc occidental du Maroc (WMA), précédemment appelée "Dorsale du Massif Hercynien Central" par *Du Dresnay (1971) et Michard (1976)*, dont l'extrémité sud correspond au socle du Haut Atlas de Marrakech (*Frizon de Lamotte et al., 2008; Figure 3.4a*). À cette époque, le WMA jouait le rôle d'épaulement commun des domaines riftés. Les sédiments clastiques grossiers se concentraient principalement près de l'élévation du socle, tandis que les limons et les évaporites étaient présents dans des zones plus éloignées du socle (zones plus externes) (*Frizon de Lamotte et al., 2008; Figure 3.4a*). Les dépôts terrigènes rouges du Permien et du Trias indiquent la présence d'une vaste plaine d'inondation qui a subi une

érosion intense et qui a été recouverte par les carbonates blancs d'âge jurassique inférieur (Löwner, 2009 ; Figure 3.4b). Au Jurassique moyen et supérieur, la région a de nouveau subi une érosion intense, ce qui a entraîné le dépôt d'épais sédiments terrigènes rouges (Löwner, 2009. Adardor et al., 2021). Cette érosion est probablement due à une augmentation de l'activité tectonique qui a soulevé la région et a provoqué une érosion rapide des montagnes nouvellement formées. Les affleurements de roches du Crétacé et du Tertiaire sont rares et souvent érodés. Ils sont principalement situés sur les bordures de la chaîne ou au centre des synclinaux (Frizon de Lamotte et al., 2008 ; Figure 3.4c). La présence de basaltes triasiques et liasiques ainsi que de gabbros alcalins d'âge Jurassique et Crétacé suggère une activité magmatique et volcanique notable dans la région à ces époques (Marzoli et al., 2018). Ces roches magmatiques sont également une indication de l'amincissement de la croûte continentale par extension (Hailwood et Mitchell, 1971 ; Ouaskou et al., 2021 ; Moussaid et al., 2023), permettant à du magma de s'échapper et de se solidifier à la surface sous forme de basaltes et de gabbros.

Au cours du Crétacé inférieur (du Valanginien à l'Aptien), l'Arc occidental du Maroc s'est élargi et progressivement divisé en deux terres émergées distinctes, en raison de la formation de deux golfes étroits et allongés (Frizon de Lamotte et al., 2009 ; Figure 3.4d) (Charrière, Frizon de Lamotte et al., 2008). Le golfe septentrional a suivi la tendance du Moyen Atlas et était probablement connecté aux mers péri-téthysiennes. En parallèle, le golfe méridional s'est développé vers le nord-est à partir de la marge atlantique (bassin d'Essaouira) jusqu'à la frontière de l'Atlas central. Ces deux golfs convergents n'ont pas été reliés l'un à l'autre, car ils étaient séparés par des dépôts continentaux dans la zone sud du Moyen Atlas (Frizon de Lamotte et al., 2009 ; Figure 3.4d). Dans la partie interne de la ceinture de l'Atlas, la sédimentation cénozoïque est peu abondante et se compose principalement de dépôts détritiques d'origine continentale situés au sommet des synclinaux ou dans les pieds des chevauchements (El Harfi et al., 2001 ; Michard et al., 2011). L'époque de l'Eocène est caractérisée par des calcaires marins, suivis de dépôts détritiques datant de l'âge oligocène, avec une unité calcaire lacustre intercalée (Moussaid et al., 2023). Les études sur les reliefs du Haut Atlas (Teixell et al., 2003 ; Missenard et al., 2006 ; Rimi et al., 2008 et Torres-Lopez et al., 2018) ont montré que les hautes altitudes et les dénivelés sont dus en partie à la remontée de l'asthénosphère qui se traduit par un flux de chaleur important et un amincissement de la lithosphère jusqu'à environ 70 km sous le Haut Atlas (Figure 3.5). Ce matériel mantellique est exprimé à la surface de ces domaines par une grande activité magmatique migrée du Moyen Atlas vers le NE (bassin tertiaire de Guercif) et le SW (Siroua)

pendant le Néogène (*Missenard et al., 2006*). Cette activité magmatique est due à l'existence d'un panache mantellique non enraciné fossilisé dans la lithosphère sous l'Afrique du Nord-Ouest et accompagné d'un amincissement de la lithosphère (*Figure 3.5*) lors de l'ouverture de l'Atlantique Central (*Anguita et Hernán, 2000*).

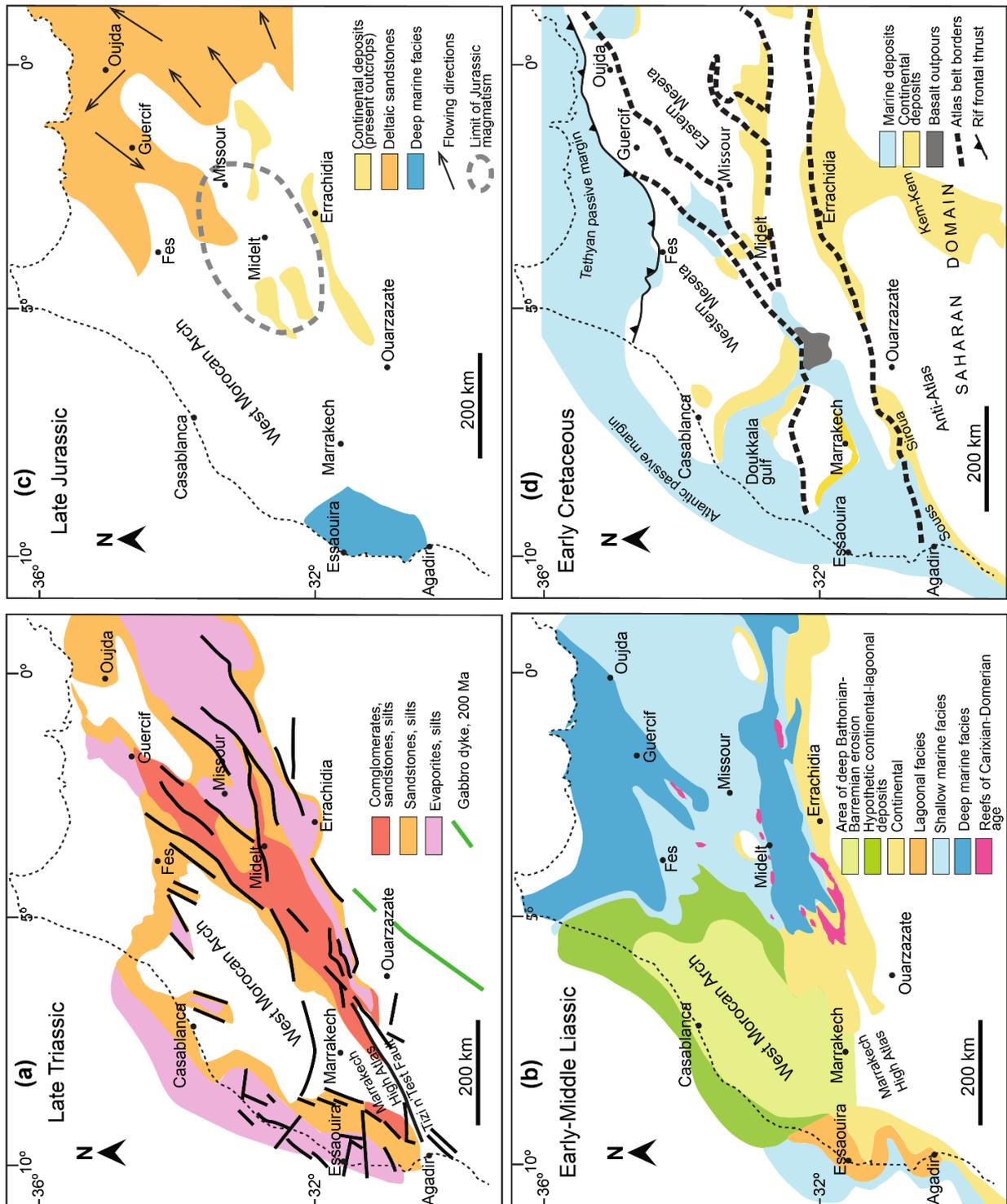


Figure 3.4: Schémas paléogéographiques du Maroc au Trias supérieur (a), au Lias précoce-moyen (b), au Jurassique supérieur (c) et au Crétacé précoce (d) (*Faure-Muret et Choubert, 1971 ; Piqué, 1998, Piqué et al., 2002; Zizi, 2002 ; Courel et al., 2003 ; El Arabi, 2007 ; Jabour et al., 2004 ; Frizon de Lamotte et al., 2008, 2009 ; Moussaid et al., 2023*).

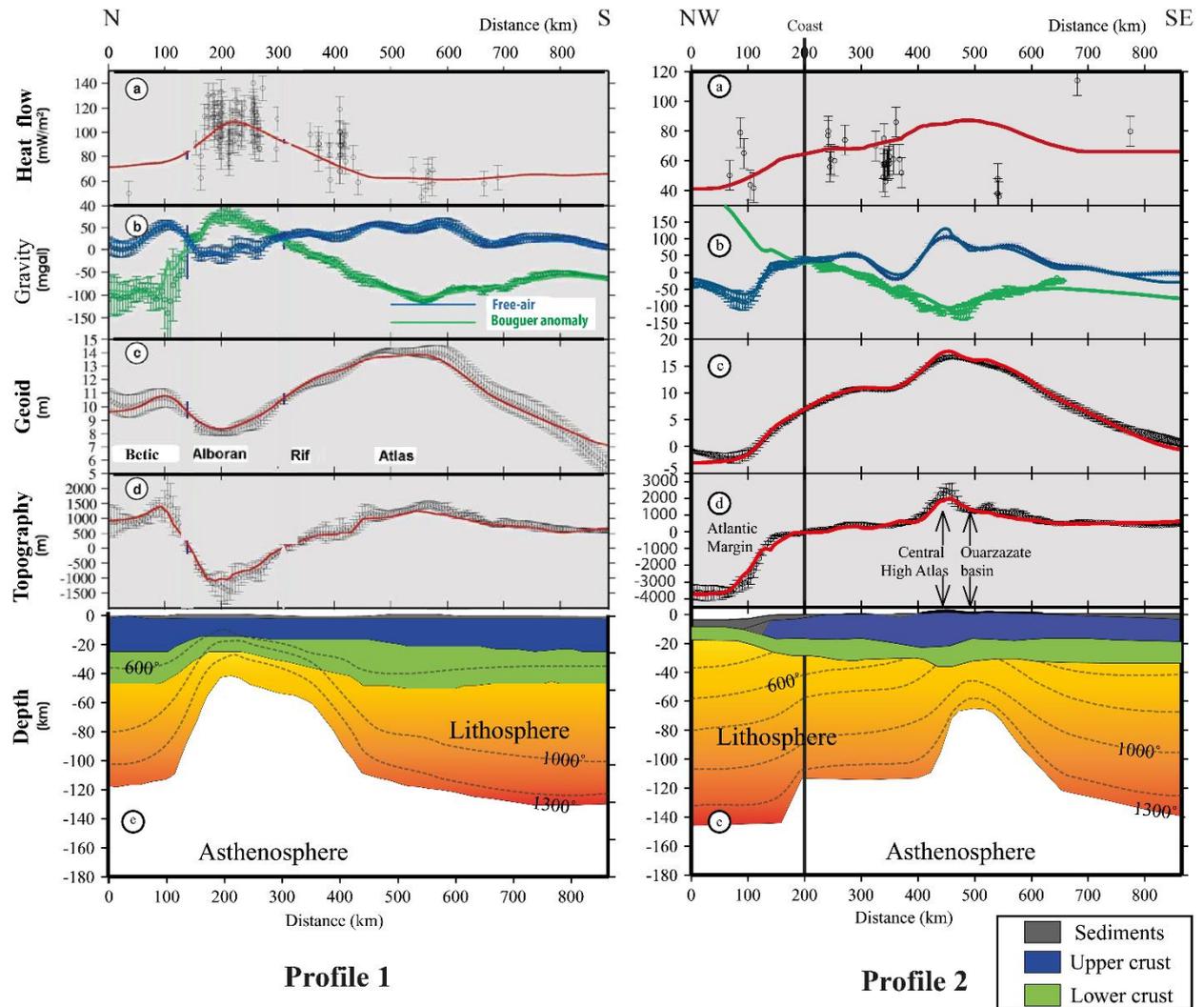


Figure 3.5: Modélisation de la lithosphère, la distribution de la densité du flux thermique de surface, des anomalies gravimétriques et de la topographie à travers le Maroc : Profil 1 (Rimi et al., 2008) ; Profil 2 (Missenard et al., 2006).

#### 4.1. Evolution géodynamique du Haut Atlas Central «Midelt-Errachidia »

La description des coupes sédimentaires et biostratigraphiques locales au niveau du Haut Atlas de Midelt et de Rich ainsi que la comparaison entre les structures atlasiques situées entre Er-Rachidia et Midelt (Benammi, 2002; Teixell et al., 2003; Ibouh, 2004; Ait Addi et Chafiki, 2013; Torres-López et al., 2018), permet de reconstituer l'histoire sédimentaire jurassique des bassins centro-orientaux du sillon atlasique. La formation des bassins, constituant ce dernier, est liée à la réactivation des principales failles normales préexistantes, notamment celles orientées NE-SW à E-W, et dans certains cas avec une composante de glissement, en raison d'un régime extension orientée NNW-SSE pendant le premier événement de rifting (fin du Trias - début du Jurassique), créant ainsi un système de horsts et de grabens orientés NE-SW (Michard, 1976 ; Laville, 1985 ; Medina, 1991 ; Ait Brahim et al., 2002 ; Ibouh, 2004; Yaagoub et al., 2021) (Figure 3.6a). Les plates-

formes carbonatées du Lias ont été disloquées, au cours d'un autre épisode de rifting (Lias moyen jusqu'au Dogger), ce qui a entraîné l'individualisation de sous-bassins soumis à un régime d'extension (*Blomeier et Reijmer, 1999 ; figure 3.6b*). Pendant le Toarcien et le début du Dogger, une subsidence accélérée liée au rift a provoqué l'inondation des plates-formes carbonatées du Lias inférieur et le dépôt de marnes (*Warne, 1988*). À la fin du Dogger, la sédimentation est passée de marine à continentale avec le dépôt de couches rouges (*Choubert et Faure-Muret, 1962 ; Jenny et al., 1981 ; Haddoumi et al., 2002, 2010 ; Andreu et al., 2003 ; Charrière et al., 2005 ; Adardor et al., 2021 ; Figure 3.6c*). A cette époque, la région du Haut Atlas a connu une forte activité magmatique d'origine alcaline qui s'est matérialisée par l'intrusion de corps gabbroïques et de coulées de lave basaltique (*Marzoli et al., 2018*).

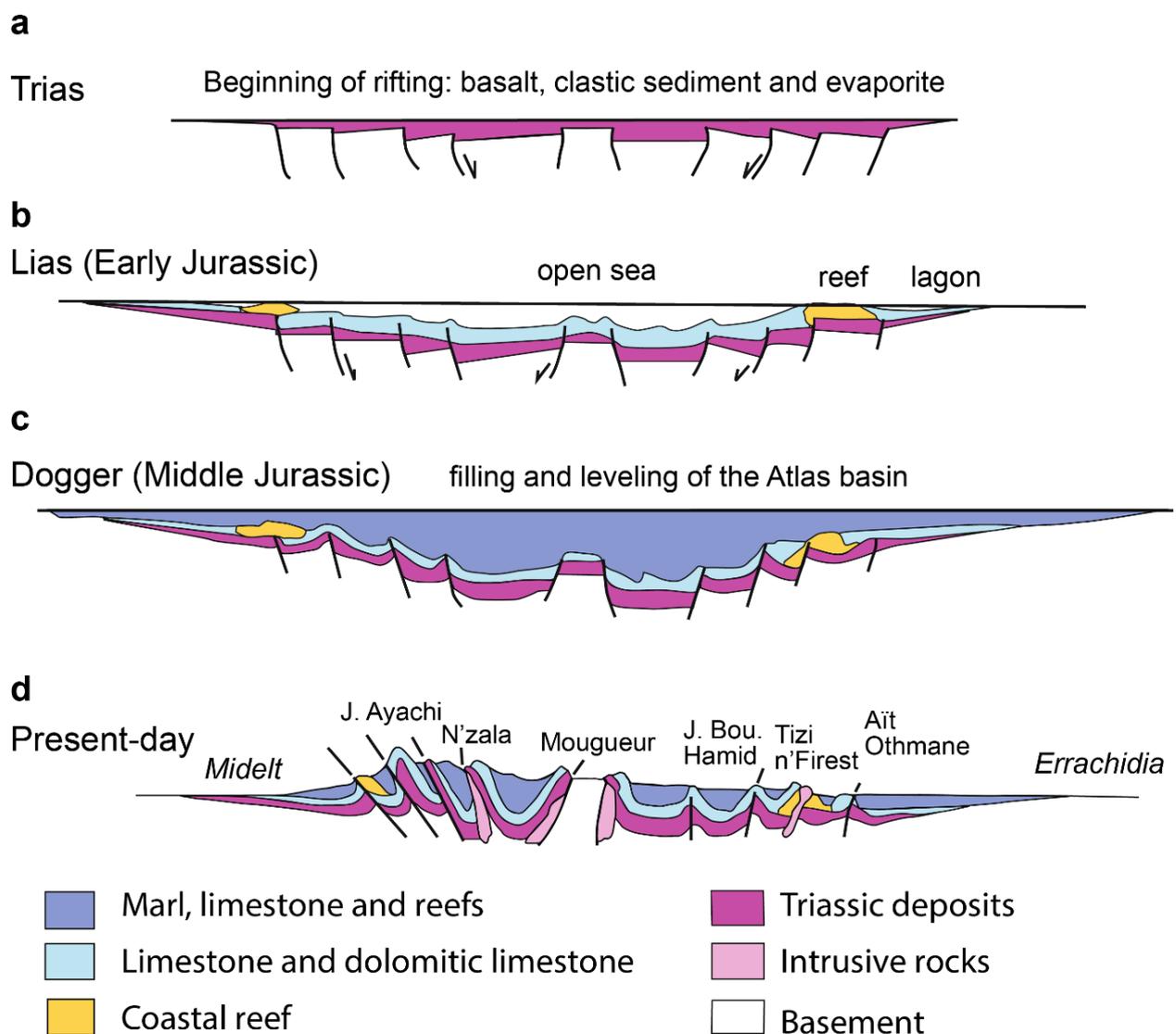


Figure 3.6: Principales étapes de l'évolution des bassins atlasiques, allant de l'ouverture des bassins jusqu'à l'inversion cénozoïque (*Moussaid et al., 2023*). Données compilées à partir de *Du Dresnay (1975, 1979), Manspeizer (1988), Aït Brahim et al. (2002), Laville et al. (2004), Leleu et al. (2016)*.

Le déclenchement de l'inversion cénozoïque aura lieu à l'Éocène supérieur, qui a été responsable de la réactivation des principales failles normales E-W préexistantes (*Giese et Jacobshagen, 1992 ; Aït Brahim et al., 2002, Laville et al., 2004 ; Figure 3.6d*). Les failles orientées NE-SW et NW-SE ont subi un mouvement de glissement (*Marzoli et al., 2018* et références incluses). Au niveau de la région de Tizi n'Talghamt, située dans la partie septentrionale du Haut-Atlas Centro-Oriental, des failles dominantes majeures orientées N60° à N70° sillonnent la région à côté d'une faille orientée N120° (*Sarih, 2008*). Le raccourcissement a repris tout au long du Pliocène-Quaternaire avec un événement d'amincissement lithosphérique, entraînant la formation de l'orogène actuel, sous forme d'une succession de mégastructures synclinales larges (à fond plat) et de mégastructures anticlinales aiguës et étroites (*Frizon de Lamotte et al., 2000, 2009; Leprêtre et al. 2015 ; Figure 3.6d*).

#### 4.2. Cadre stratigraphique du Haut Atlas Central «Midelt-Errachidia »

Le Haut Atlas de Midelt est formé par des terrains sédimentaires du Jurassique reposant en discordance sur les basaltes déformés et de lits rouges avec des intercalations de roches gypseuses du Trias (*Heitzmann, 1987*), selon une géométrie en blocs basculés, acquise lors de rifting trias-jurassique. La succession sédimentaire du jurassique recouvre les roches triasiques est décrite ci-dessous de la plus ancienne à la plus jeune (*Figure 3.7*).

##### ➤ **Formation d'Idikel** (~300- 500 m d'épaisseur)

Elle a été identifiée par *Studer et Du Dresnay (1980)* comme étant au nord du village d'Idikel, qui est situé dans la partie la plus septentrionale du Haut Atlas central, à 12 kilomètres à l'est de Tounfite. La formation rocheuse d'Idikel est constituée de blocs de roches dolomitiques gris-brun. Ils sont séparés les uns des autres par des cycles constitués de dolomies laminées et de marnes décimétriques de dolomie. Ces roches karstifiées et recristallisées comprennent des oncolithes, des birds-eyes et quelques structures en tipis. Selon *Jenny (1988), Monbaron (1985) et Jossen (1990)*, la roche d'Idikel peut devenir calcaire vers la direction du Haut-Atlas moyen. Alors que dans le sud, elle occupe souvent des rides intra-bassins (Foum Tillicht, Foum Zabel) (*Warme, 1989*). Les stromatolithes, qui proviennent vraisemblablement de cyanobactéries, constituent la majorité du matériel fossilisé de cette formation. Les lamellibranches, les gastéropodes, les brachiopodes, les ammonites du Sinémurien supérieur et les piquants d'oursins, les algues, les spicules de spongiaires (hexactinellidés) sont également présents (*Milhi et al., 2002*).

Formation	Lithologie		Etage
Anemzi	Grès calcaires et de marnes gréseuses de couleur rouge- verdâtre		Bathonien
Tazegzaout	Marnes jaunes verdâtres, grises intercalées de calcaires fins		Bajocien
Agoudim	Marnes grises et alternance marno-calcaire		Aalenien
	Amellago Grès marneux, silts marneux, argiles gréseuses		Toarcien
Tagoudite	Grès calcaires, marnes gréseuses et silts		Domerien
Ouchbis	Calcaires micritiques, marnes et marno-calcaires		
Aberdouz	Calcaires lités		Pliensbachien
Idikel	Dolomites et calcaires massifs		Sinemurien
			Hettangien

Figure 3.7: Lithostratigraphie des formations du Haut-Atlas central selon les données de *Dubar, 1960-1962; Studer et Du Dresnay, 1980; Bernasconi, 1983; Hadri, 1993; Ettaki et al., 1996 et Milhi et al., 2002*).

➤ **Formation d'Aberdouz** (200 à 500 m d'épaisseur)

La radiolarite et les calcisphères font partie des organismes hémipélagiques préservés dans les couches de cette formation, qui sont constituées de blocs de calcaire sombres, ondulés et parfois silicifiés. La série peut comprendre des pinacles massifs de roches calcaires construits avec des spongiaires. Les bancs calcaires de cette formation présentent des nodules ou des lits de silex. La formation d'Aberdouz se distingue par un contenu faunique composé de lamellibranches, de gastéropodes et d'ammonites (*Milhi et al., 2002*). Selon *Lachkar et al. (1998)*, l'âge de cette formation s'étale sur l'intervalle Sinémurien inférieur et/ou la base du Sinémurien supérieur-Domérien.

➤ **Formation d'Ouchbis** (700 m d'épaisseur)

Au niveau du Jbel Ouchbis à l'est de la ville de Tounfite, [Studer et Du Dresnay, \(1980\)](#) a défini la formation d'Ouchbis qui présente une série rythmique de calcaires micritiques, marnes et marno- calcaires de taille centimétrique à décimétrique. Ces accumulations constituent des séquences turbiditiques. La formation contient des injections sporadiques de lentilles calcaires à gros grains avec des bases érosives constituées de matériaux de plate-forme profonde. Le contenu bioclastique de la formation d'Aberdouz, constitué d'organismes hémipélagiques (ammonites et bélemnites), est souvent assez proche de celui de cette formation. La période associée à ce développement débiterait dans le Sinémurien et se prolongerait jusqu'au Toarcien inférieur ([Rakus, 1994](#) ; [Lachkar et al., 1998](#) ; [Lachkar, 2000](#) ; [Studer et Du Dresnay, 1980](#) ; [Studer, 1987](#) ; [Ettaki et al., 2000 a-b](#)).

➤ **Formation de Tagoudite** (150 à 250 m d'épaisseur)

Selon [Studer et Du Dresnay \(1980\)](#), la formation présente une succession de bancs composés de grès calcaires, de marnes gréseuses et de silts ou siltites de couleur variant du gris au vert. Ces bancs ont une épaisseur de plusieurs mètres et sont marqués par une granodécroissance et une augmentation de la fraction marneuse ([Milhi et al., 2002](#)). Les fossiles dans cette formation sont généralement rares, bien que des bioturbations et des fragments de bois fossilisé aient été signalés. Des ammonites (*Dactyloceras*), de petits poissons (*Leptolepis*) et des palynomorphes ont également été découverts dans le Haut Atlas de Rich ([Dubar, 1960-1962](#) ; [Bernasconi, 1983](#)). L'âge attribué à cette formation géologique est le Toarcien inférieur ([Milhi et al., 2002](#)).

➤ **Formation d'Agoudim** (4500 à 5000 m d'épaisseur)

La formation géologique d'Agoudim, située à environ 50 km au sud-ouest de la ville de Rich. Cette formation est caractérisée par une augmentation progressive de la partie marneuse jusqu'à 40 m, au détriment des calcaires ([Studer et Du Dresnay, 1980](#)). Les bancs calcaires sont relativement minces, ne dépassant pas quelques décimètres. Des lentilles gréseuses ou conglomératiques, ainsi que du calcaire oolithique et/ou biodétritique, se trouvent au fond de la formation. Des minces bancs de calcaires ou de marno-calcaires apparaissent localement sous forme de nodules centimétriques à décimétriques en raison d'une forte compaction ([Milhi et al., 2002](#)). La formation d'Agoudim ne contient que quelques fossiles, notamment des lamellibranches hémipélagiques de type *Posidonia*, de rares brachiopodes et des ammonites (*Hildoceras* et

*Lytoceras*) datant du Toarcien, ainsi que *Graphoceras* et *Hammatoceras* de l'Aalénien et d'autres ammonites liées au Bajocien inférieur (*Milhi et al., 2002*).

➤ **Formation d'Amellago**

La formation d'Amellago est une formation sédimentaire mixte, constituée à la fois de sédiments détritiques et de sédiments carbonatés. Elle est considérée comme un passage latéral entre les calciturbidites de la formation d'Agoudim d'une part et les séries de mer peu profonde de la formation de Zawayat Ahançal d'autre part (*Hadri, 1993*). Les chenaux saillants de calcaires oolithiques et/ou biodétritiques indiquent probablement une histoire de dépôt dans un environnement marin peu profond et agité, tandis que les lentilles microconglomératiques suggèrent un environnement de dépôt plus énergique, peut-être à proximité d'un littoral ou d'un delta. Les fossiles benthiques, tels que les lamellibranches, les brachiopodes et les échinodermes, sont des indicateurs de la présence d'un fond marin peu profond, tandis que les coraux solitaires indiquent un environnement de récif ou de plateforme carbonatée. L'âge attribué à cette formation est l'Aalénien-Bajocien inférieur (*Milhi et al., 2002*). La présence de restes de bois fossiles imprégnés en malachite dans les niveaux gréseux ou dans les lentilles micro-conglomératiques suggère que la région était autrefois recouverte de forêts qui ont été enfouies et fossilisées au fil du temps.

➤ **Formation de Tazegzaout (500 m d'épaisseur)**

La formation de Tazegzaout est une succession stratigraphique de marnes jaunes verdâtres, grises ou gris-bleu intercalées de calcaires fins bioclastiques et/ou noduleux (*Ait Addi, 1994*). Elle est l'équivalent latéral de la formation de Tilougguit à la bordure de bassin (*Milhi et al., 2002*). Les faciès de cette formation montrent une évolution verticale de type "Shallowing-upward", ce qui signifie que les dépôts se sont formés à des profondeurs de plus en plus faibles au fil du temps (*Ait Addi, 1998*). Les marqueurs biostratigraphiques de la formation de Tazegzaout sont rares mais comprennent quelques brachiopodes et ammonites, tels que *Phylloceras sp.*, ainsi que des échinides comme *Gymnocidaris pustulosa*. Ces fossiles sont utilisés pour déterminer l'âge de la formation, qui est attribué au Bajocien supérieur-Bathonien (*Milhi et al., 2002*).

➤ **Formation d'Anemzi**

La formation d'Anemzi est composée de grès calcaires et de marnes gréseuses de couleur rouge ou verdâtre. Les bancs sont finement stratifiés et légèrement ondulés, indiquant une

sédimentation régulière et une faible énergie du milieu de dépôt (*Studer et Du Dresnay, 1980*). Elle est l'équivalent latéral de la formation de Guettioua et datant du Bathonien (*Milhi et al., 2002*). Des fossiles ont été observés dans cette formation, notamment des brachiopodes, des lamellibranches et des échinodermes, témoignant de la présence d'un milieu de plate-forme interne confiné, propice à la vie marine. Le faciès gréseux sommital de cette série caractérise un milieu de dépôt deltaïque (*Milhi et al., 2002*).

## 5. Magmatisme associé au Haut Atlas Central Marocain

L'évolution mésozoïque du système de l'Atlas a été caractérisée par une importante activité magmatique, qui a joué un rôle crucial dans la formation et la géologie du paysage de la région (*Figure 3.6*). Cette évolution est caractérisée par deux événements magmatiques importants (*Frizon de Lamotte et al., 2008*).

### 5.1. Magmatisme du CAMP

L'océan Atlantique central et Téthys occidentale ont été ouverts à la suite du rifting Trias-Jurassique, qui s'est déroulé lors du premier événement entre le début du Trias tardif et le début du Lias, il y a environ 200 à 195 millions d'années. Ce premier événement s'est caractérisé par le développement de vaste province magmatique de l'Atlantique central (CAMP) qui a affecté l'ensemble du Maroc (*Figure 3.2*). L'empilement en forme de trapp des coulées basaltiques mises en place dans les bassins triasiques et liasiques est composé de quatre unités superposées (unités inférieure, moyenne, supérieure et récurrente). Leur mise en place a eu lieu principalement lors d'un court événement à la limite Trias-Jurassique ( $200 \pm 1\text{Ma}$ ; *Knight et al., 2004*; *Marzoli et al., 2018*). Des basaltes récurrents ont été datés de 194 à 198 millions d'années dans la partie septentrionale (régions d'Ait Ourir et Jebel Imizar) et méridionale (régions de Telouet, Tisghit, et Agouim) du Haut Atlas central (*Verati et al., 2007*). Un événement volcanique postérieur aux principales coulées de basalte est également observé dans la région de Tizi n'Ghachou au sud-est du Moyen Atlas pendant l'Hettangien-Sinémurien (*Ouarhache et al., 2000*). Bien que certains basaltes triasiques et liasiques aient subi une forte altération hydrothermale (la présence de druses d'améthyste), leur signature géochimique primaire est généralement bien préservée et qui est typique des tholéïtes continentales (flood basalts) (*Frizon de Lamotte et al., 2008*). Des anomalies négatives en niobium et des éléments incompatibles légèrement à modérément enrichis sont observés dans ces basaltes, ce qui indique la présence d'une contamination importante par des matériaux de la croûte continentale au cours de leur ascension. La préservation de la signature

géochimique primaire des basaltes triasiques et liasiques malgré leur altération hydrothermale est importante, car elle permet de retracer l'histoire géologique de la région et de comprendre les processus géologiques qui ont façonné ces roches.

### 5.2. Magmatisme jurassique-crétacé

Le deuxième événement magmatique s'est produit il y a environ 165 à 130 millions d'années, à la fin du Jurassique et au début du Crétacé (*Figure 3.8*). Cet événement a été beaucoup plus long que l'événement triasique-liasique et s'est caractérisé par une activité volcanique et plutonique, qui a donné naissance à des complexes de roches magmatiques, principalement dans le Haut Atlas central (*Figure 3.8b*). La plupart des complexes plutoniques se développent au cœur des crêtes anticlinales (*Figure 3.8b*), et les âges correspondants (K-Ar) vont du Dogger au Barrémien, mais semblent former deux groupes distincts (*Frizon de Lamotte et al., 2008 ; Figure 3.8c*), 175-155±5 Ma (i.e., groupe 1), et 135-110±5 Ma (i.e., groupe 2) (*Hailwood et Mitchell, 1971 ; Rolley et Etienne, 1978 ; Westphal et al., 1979*).

Les roches plutoniques du Haut Atlas sont principalement composées de deux groupes de roches (*Frizon de Lamotte et al., 2008*): les roches mafiques et les roches intermédiaires à évoluées. Les roches mafiques vont des troctolites aux gabbros, et sont riches en minéraux ferromagnésiens tels que l'olivine, le pyroxène et l'amphibole. Les roches intermédiaires à évoluées, quant à elles, vont des diorites aux monzodiorites et aux syénites, et sont plus riches en minéraux alcalins tels que le feldspath alcalin. Ces roches peuvent également subir d'autres processus qui affectent leur composition. Par exemple, la cristallisation fractionnée à basse pression associée à l'assimilation de la croûte continentale peut donner lieu à la formation de roches intermédiaires à évoluées à partir de roches mafiques. De même, des processus de mélange magmatique peuvent entraîner la formation de roches hybrides qui ont des caractéristiques intermédiaires entre les roches mafiques et les roches intermédiaires à évoluées. L'ensemble de ces roches magmatiques sont caractéristiques du magmatisme continental intraplaque, qui est généralement documenté dans les séries magmatiques liées aux grabens et aux rifts, en raison de leur modeste enrichissement en éléments incompatibles et des diverses preuves de contamination crustale qu'elles présentent. Des magmas alcalins fortement silicatés et sous-saturés sont clairement formés dans ces conditions de rifting. Cependant, les néphélinites, carbonatites et phonolites paléocènes-éocènes (magmatisme cénozoïque) des régions de Tamazert (35-44 ; *Tisserant et al., 1976 ; Agard, 1977 ; Klein et Harmand, 1985*) dans le Haut Atlas central et de Rekkame (30-40 Ma ; *Rachdi et al., 1997*)

dans le Moyen Atlas, ne semblent pas, à l'heure actuelle, être connectées aux magmas du Jurassique supérieur/crétacé (Frizon de Lamotte et al., 2008).

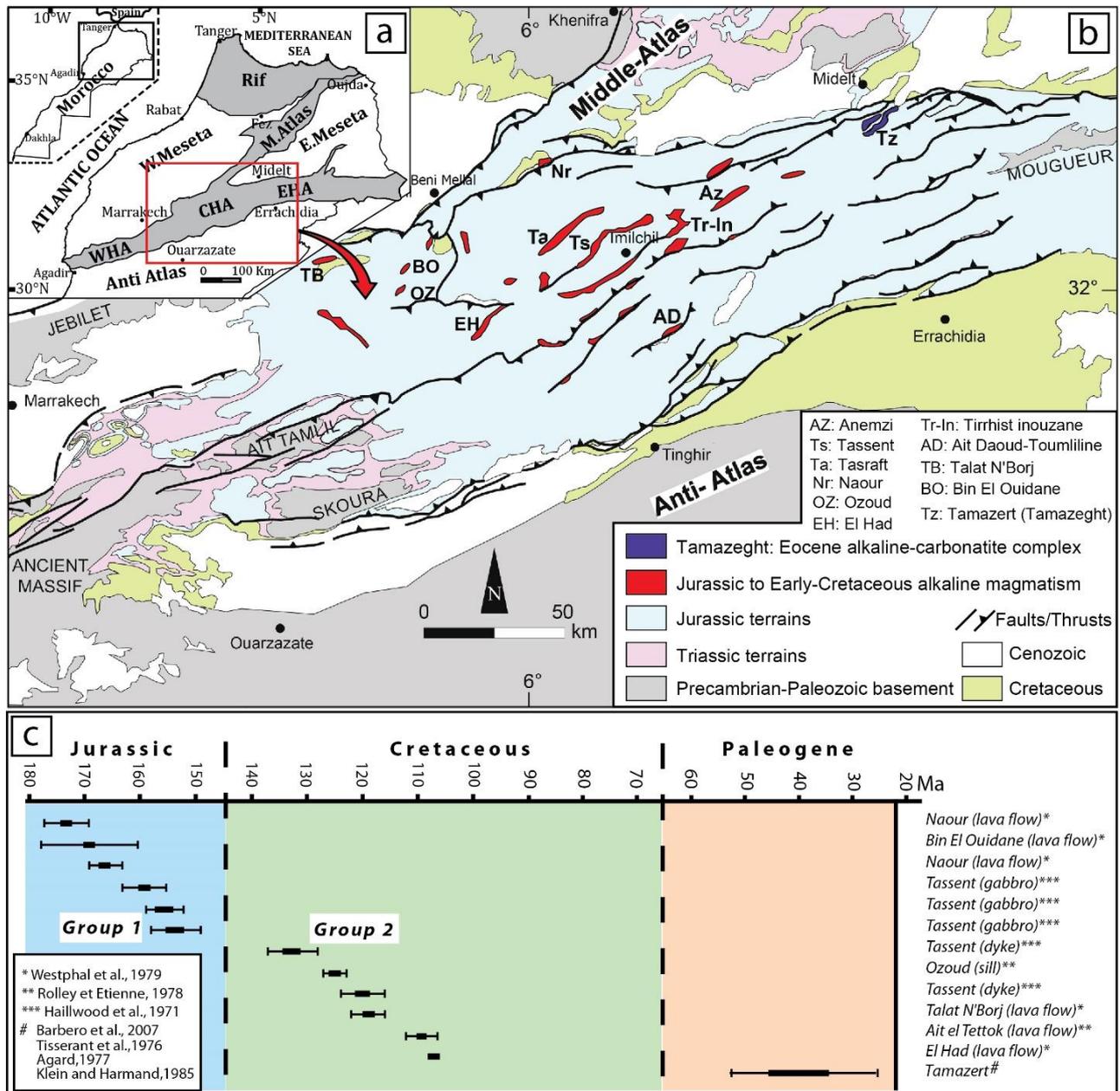


Figure 3.8: (a) Schéma cartographique montrant la localisation du segment de Haut Atlas central (CHA) au nord du Maroc; (b) Carte géologique montrant les roches plutoniques et volcaniques du Haut Atlas central (Teixell et al., 2003, 2007, Michard et al., 2011; Ouabid et al., 2021); (c) Age radiométrique des roches magmatiques du Haut Atlas, compilée par Souhel (1996), Frizon de Lamotte et al., 2008, modifié.

### 5.3. Complexe magmatique éocène de Tamazeght (Tamazert)

Le complexe magmatique de Tamazert est composé de roches magmatiques variées, qui fournissent des informations précieuses sur l'histoire géologique de la région. Ce complexe d'âge Eocène est situé dans la région du Haut Atlas central au Maroc. Il comprend principalement des

roches plutoniques telles que les syénites, des roches volcaniques ainsi que des roches filoniennes qui sont associées à des failles et des zones de fractures dans la croûte terrestre. Les roches plutoniques sont également associées à la formation de filons de fluorite et calcite, qui sont exploités pour leur contenu en fluorite (*Achmani, 2017*). Les roches magmatiques du complexe de Tamazart présentent une géométrie elliptique et sont orientées NE-SO. Elles s'étendent sur 17 km de long et plus de 5 km de large (*Bouabdli et al., 1988; Bouabdellah et al., 2010b ; Figure 3.9*).

### *5.3.1. Pétrologie et épisodes magmatiques de Tamazert*

Les magmatismes cénozoïques auxquelles appartient le complexe de Tamazeght, pourraient provenir d'une activité magmatique liée à un panache asthénosphérique énorme qui est remonté sous l'Europe occidentale et l'Afrique du Nord au début du Cénozoïque, associé à un changement tectonique important, d'après leurs caractéristiques géochimiques et leur distribution géographique (*Missenard, 2006 ; Frizon de Lamotte et al., 2008*).

Les travaux géologiques menés par *Agard, 1960, 1973 et 1977, Jeremine, 1949 et Kchit, 1990* ont étudié ce complexe (*Figure 3.9*). Ces recherches ont permis d'identifier trois grands épisodes magmatiques.

Le premier épisode est caractérisé par la mise en place de pyroxénites et de pegmatitoïdes-ijolitiques. Les pyroxénites sont des roches constituées principalement de pyroxène, tandis que les pegmatitoïdes-ijolitiques sont des roches intrusives riches en silice et en sodium, contenant des minéraux tels que la néphéline, l'apatite, le zircon et la cancrinite.

Le deuxième épisode est marqué par la mise en place de syénites "néphéliniques" et de "monzonites". Les syénites "néphéliniques" sont des roches magmatiques riches en silice et en sodium, contenant de la néphéline comme minéral essentiel. Les monzonites sont également des roches magmatiques riches en silice et en sodium, contenant de la biotite et de l'amphibole.

Le troisième et dernier épisode est caractérisé par la mise en place tardive de roches alcalines volcaniques et filoniennes de type carbonatites, phonolites, trachytes et lamprophyres. Les carbonatites sont des roches riches en carbonate de calcium et/ou de magnésium, tandis que les phonolites sont des roches volcaniques riches en silice et en sodium, contenant de la néphéline et de la sanidine. Les trachytes sont également des roches volcaniques riches en silice, mais avec une teneur plus élevée en potassium et plus faible en sodium que les phonolites. Les lamprophyres sont des roches magmatiques à texture fine et sombre, riches en mica noir et en

amphibole.

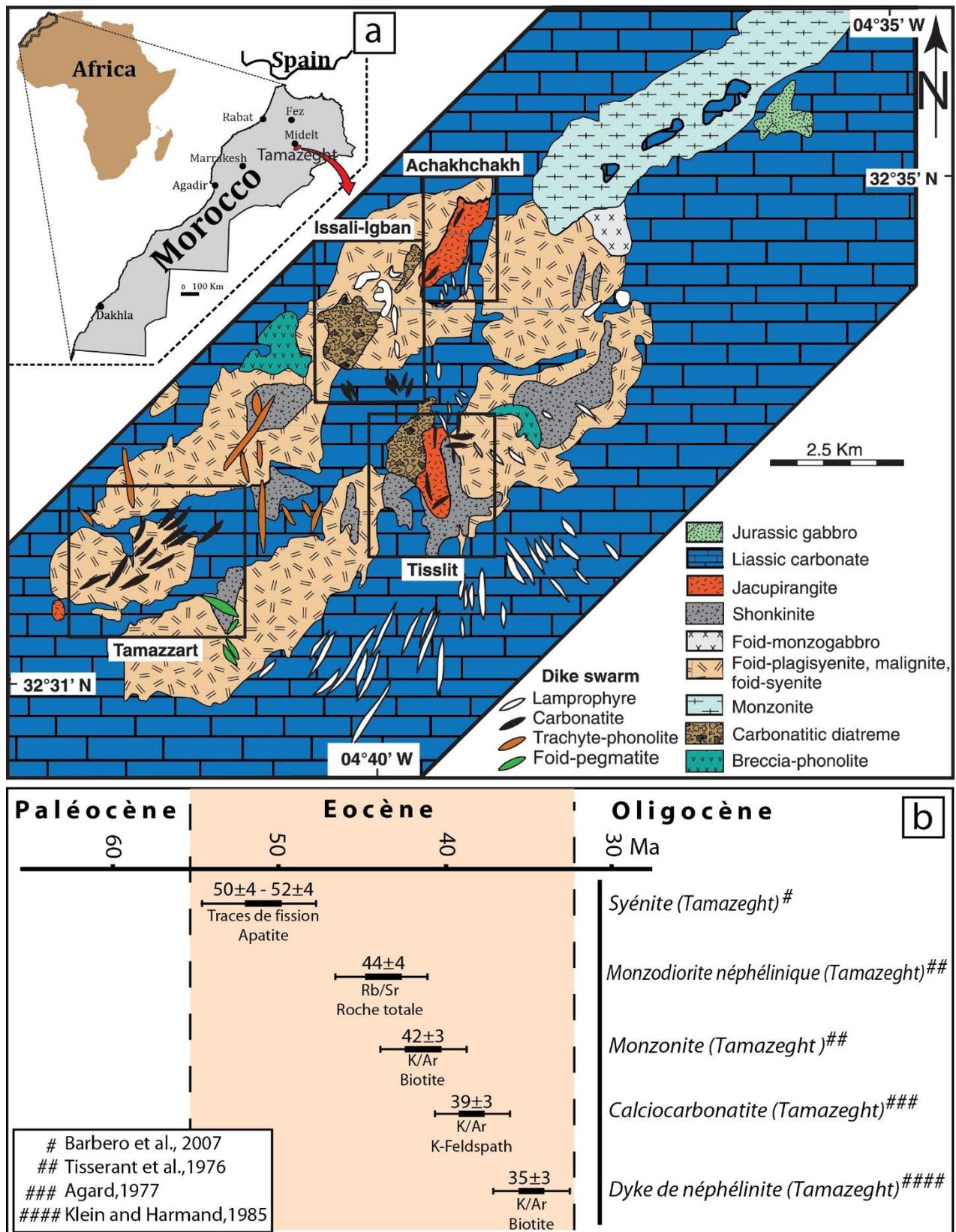


Figure 3.9: (a) Carte géologique du complexe igné de Tamazert d'âge éocène (modifiée d'après Agard, 1973; Kchit, 1990; Salvi et al., 2000; Schilling et al., 2009; Marks et al., 2009; Bouabdellah et al., 2010b); (b) Ages radiométriques des roches magmatiques du Tamazeght (Tamazert).

Les carbonatites se présentent sous forme d'unités de roches magmatiques orientées NE-SO (*Figure 3.9*) et traversent la syénite et le calcaire jurassique (*Bouabdellah et al., 2010b ; Marks et al., 2009*). Elles sont présentes dans les parties sud-ouest (région de Tamazzart) et centrale (régions d'Issali-Igban et de Tisslit) du complexe, sous la forme de stocks et d'essaims de dykes subparallèles et de filons ramifiés qui s'étendent latéralement dans leurs roches hôtes silicatées (*Figure 3.9a*). Elles comprennent des calcio- (Issali-Igban, Tisslit et Tamazzart), des magnésio- (Issali-Igban) et des silicocarbonatites (Issali-Igban et Tisslit) et sont toutes enrichies en éléments des terres rares légères (La, Ce, Pr, Nd, Pm, Sm, Eu, Gd) et LILE "Large ion lithophile elements" (Cs, Rb, Ba, U et Th) (*Bouabdellah et al., 2010b*). Sur la base des relations structurales, *Al-Haderi et al. (1998)* et *Kchit (1990)* ont suggéré que les syénites néphéliniques et les monzonites se sont formées simultanément, suivies par la mise en place de divers dykes intrusifs et extrusifs de lamprophyre et de carbonatites, entre autres roches magmatiques. Les dykes néphéliniques et les carbonatites qui sont postérieurs à la syénite ont des âges radiogéniques de  $35 \pm 3$  Ma (K/Ar (biotite)- *Klein et Harmand, 1985*) et  $39 \pm 4$  Ma (K/Ar (Feldspath K)- *Agard, 1977*), respectivement. De plus, *Tisserant et al. (1976)* ont déterminé un âge K/Ar de  $42 \pm 3$  Ma pour les monzonites et un âge Rb/Sr de  $44 \pm 4$  Ma pour les monzodiorite à néphéline (*Figure 3.9b*). Les dykes de lamprophyres sont très parsemés dans la région de Bou-Izourane, sont orientés N-S à NNE-SSW et recoupent des syénites et des roches jurassiques, et ont une largeur de 0.5-6 m et s'étendent sur 2 km (*Bouabdli et al., 1988 ; Achmani, 2017*). Le contact entre le complexe de Tamazert et les carbonates jurassiques est marqué par un skarn sur une distance d'environ 100 m, constitué de wollastonite fibro-radiale, d'abondants petits cristaux de calcite et de clinopyroxène (*Salvi et al., 2000, Kchit, 2007; Achmani, 2017*).

Des études antérieures ont montré que les syénites et les pegmatites du complexe de Tamazert ont des minéraux très riches en halogènes (apatite, biotite, titanite et amphibole) qui sont enrichies en fluor (*Wang et al., 2016*). *Bouabdellah et al. (2010b)* et *Salvi et al. (2000)* ont suggéré que la saumure orthomagmatique riche en F et pauvre en Ca s'est probablement dissoute à partir d'un magma alcalin à haute température ( $< 500^\circ\text{C}$ ) et s'est mélangée avec des fluides météoriques riches en Ca à faible profondeur. Les roches syénitiques de Tamazert sont souvent associées à des minéralisations de fluorite qui pourraient être dû à l'activité magmatique-hydrothermale tardif liée à la mise en place de complexe de Tamazert pendant l'éocène (*Schilling et al., 2009; Achmani, 2017*).

### 5.3.2. Activités post-magmatiques (hydrothermalisme et métasomatisme)

Le complexe de Tamazert comprend des unités silicatées plus évoluées (malignites) avec des minéraux du groupe des eudialytes (EGM) qui constituent des phases indicatives pour les systèmes agpaitiques. [Schilling et al. \(2009\)](#) ont fourni une analyse approfondie de ces unités des syénites feldspathiques (malignites). Par conséquent, l'évolution des étapes de l'histoire (tardive) magmatique à subsolidus dans le complexe de Tamazert est ainsi démontrée par l'étude de ces EGM, y compris (1) les effets d'un fluide autométasomatique, matérialisés par la cristallisation des EGM interstitiels accompagné d'une albitisation intensive des feldspaths voisins ([réaction 1; Figure 3.10](#)), (2) l'infiltration d'un fluide dérivé des carbonatites associées, qui provoque le remplacement de la néphéline par la sodalite au stade post-magmatique 2, combiné à la formation de minéraux riches en Ca et CO<sub>2</sub> du groupe des cancrinites, indique que les carbonatites associées sont la source potentielle du fluide, et (3) l'ouverture du système à fluides météoriques, comprennent la formation de minéraux du groupe des zéolithes et de calcite, qui ont été expliqués comme étant le résultat de l'interaction des roches avec des fluides météoriques à basse température, probablement en équilibre avec les roches encaissantes ([Schilling et al., 2009](#)). Par la suite, la cancrinite peut se former selon les réactions 2 et 3, en consommant de la néphéline et de la sodalite ([réactions 2 et 3; Figure 3.10](#)).

[Khadem Allah et al., \(1998\)](#) et [Salvi et al. \(2000\)](#) ont prouvés que les assemblages agpaitiques deviennent instables dans le complexe de Tamazert lors de l'assimilation des roches carbonatées sédimentaires, ou l'infiltration de Ca et de CO<sub>2</sub>, ce qui conduit à la décomposition des EGM en agrégats de zircon, de feldspath alcalin, d'albite, d'ægyrine, de fluorite et de calcite.

En outre, [Salvi et al. \(2000\)](#) ont montré que les syénites néphéliniques et les pegmatites du Tamazert, présentent des signes d'altération hydrothermale. Ces roches contiennent également des fortes concentrations de Zr, bien que ces concentrations ne soient pas suffisantes pour constituer des réserves exploitables. Les minéraux à fort éléments HFSE "High field strength element" (Nb, Zr, Ta, Hf, Ti), principalement les zirconsilicates se présentent généralement sous la forme de phases secondaires plus riches en Ca et en F (cancrinite, catapléiite calcique, rinkite ([Salvi et al., 2000](#)). En outre, elles remplacent partiellement ou complètement les phases HFSE primaires (par exemple, zircon, eudialyte ([Salvi et al., 2000](#)).

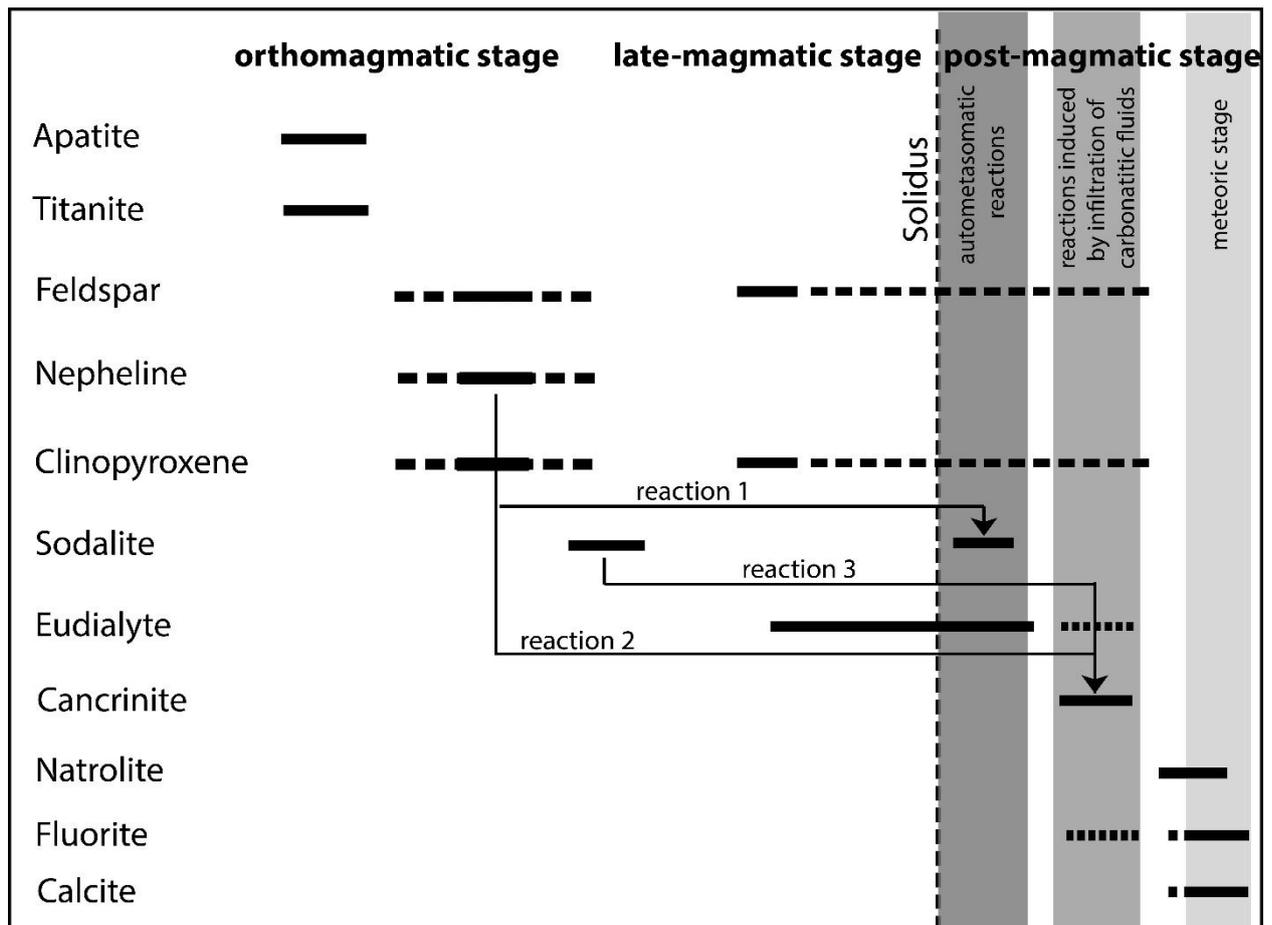


Figure 3.10 : Diagramme montrant les stades d'évolution post-magmatique du complexe de Tamazeght (Schilling et al., 2009; modifié).

Les inclusions fluides dans les cristaux de néphéline altérés adjacents à ces minéraux remplacés (i.e., HFSE), sont interprétées comme s'étant formées pendant l'altération hydrothermale, ce qui peut fournir des indices sur les processus impliqués dans l'altération elle-même. Ces inclusions ont une salinité élevée (25 wt % equiv. NaCl), sont riches en Ca et ont été piégées à ~300°C. Elles contiennent plusieurs minéraux fils (parisite, zircon, rutile et hydroxyde de Mn) en plus de l'acide chlorhydrique, et plus rarement, la sphalérite et la galène (Salvi et al., 2000). La présence de ces inclusions solides pourrait indiquer une mobilisation de Zr et d'autres HFSE au cours de l'altération hydrothermale. Salvi et al. (2000) ont proposé que le transport de HFSE se soit produit par complexation OH-F, ce qui nécessite un fluide avec une concentration élevée en F et une température de  $\pm 300^{\circ}\text{C}$ , avec l'absence quasi-totale de Ca (Salvi et al., 2000). Ce phénomène a été expliqué par une saumure résiduelle riche en F provenant de la cristallisation de pegmatites à  $< 500^{\circ}\text{C}$ , qui lessive et transporte les HFSE, lors de l'interaction avec les carbonates encaissantes. Cette interaction du fluide avec l'encaissant riche en Ca (calcaires), refroidit et enrichit ce dernier en calcium, entraînant la précipitation de la fluorite qui est très peu soluble, ce

qui a réduit la quantité du complexe d'hexafluorure dans le fluide et a provoqué la précipitation de HFSE sous la forme de minéraux secondaires (e.g., zirconsilicates). Cependant, les HFSE n'étaient pas concentrées pour atteindre des teneurs en minerai en raison de la courte durée et la limite dans l'espace de l'événement hydrothermal (*Salvi et al., 2000*).

## 6. Présentation du gisement : relevé cartographique et échantillonnage

La région de Bou-Izourane située au niveau de Haut Atlas Central Marocain est caractérisée par la présence de formations géologiques plissées du Jurassique inférieur à moyen (Sinumérien à Bathonien) principalement composées de marne et de calcaire (*Figure 3.11*). Ces roches sédimentaires reposent en discordance sur des basaltes datant du Trias (*Heitzmann, 1987*), avec une configuration de blocs basculés résultant d'un processus de rift triasico-jurassique qui aurait suivi les structures héritées de l'orogénèse Varisque (*Alvaro et al., 2008; Beauchamp et al., 1996; Burkhard et al., 2006; Choubert & Faure-Muret, 1962; Ennih & Liegeois, 2001; Frizon de Lamotte et al., 2009; Gasquet et al., 2008; Klitgord & Schouten, 1986; Mattauer et al., 1977; Piqué & Michard, 1989; Thomas et al., 2002*). L'ensemble de la série sédimentaire est intrudé par le complexe magmatique de Tamazeght, qui s'est mis en place à l'Éocène moyen à supérieur (*Tisserant et al., 1976; Klein et Harmand, 1985; Agard, 1977*). Cette intrusion du complexe de Tamazeght a entraîné la formation de skarns sur une distance d'environ 100 m à l'intérieur des roches encaissantes (*Salvi et al., 2000, Kchit, 2007; Achmani, 2017*).

La colonne lithostratigraphique du district de Bou-Izourane (*Figure 3.12*) présente la répartition spatiale et la lithostratigraphie des formations géologiques dans cette région.

### ▪ Sinémurien inférieur

Cette série comprend des calcaires dolomitiques massifs qui occupent le cœur de l'anticlinal du Jbel Bou-Izourane. L'épaisseur de l'affleurement varie en fonction de la localisation. La roche présente une patine brune et une cassure fraîche gris foncé. En raison de l'abondance des vacuoles et des poches karstiques, elle présente une porosité élevée. Il s'agit d'un calcaire oolithique formé dans un environnement marin peu profond et turbulent. Les oolithes ont un noyau et un cortex et sont cimentées par une microsparite.

### ▪ Sinémurien supérieur

Cette formation est constituée d'une alternance de calcaires lités et de marnes. Les bancs de calcaire ont des épaisseurs décimétriques (20-40 cm) et deviennent plus épais à l'est. Ils

présentent une patine gris clair et une couleur noirâtre à la cassure fraîche. Leur base est marquée par des nodules de silex. Les marnes ont une couleur de patine verdâtre, l'épaisseur des marnes est millimétrique et devient de plus en plus épaisse au sommet de la formation ([Achmani, 2017](#)).

- **Pliensbachien**

Il s'agit de calcaires gris clair riches en ammonites et en bélemnites. Ces calcaires, d'aspect gréseux, se présentent en bancs de 25 à 30 cm d'épaisseur et alternent avec des marnes vertes.

- **Toarcien**

La série toarcienne se caractérise par une augmentation de l'épaisseur des intervalles marneux (50 cm à 1m). Les marnes sont friables, feuilletées, de couleur verdâtre à grisâtre et riches en Ammonites avec des barres plus minces de 5 à 10 cm de calcaire jaune foncé. On note un épaissement de la série d'ouest en est. Le cycle toarcien a commencé par des marnes (avec des lamelles de calcaire contenant des ammonites) et s'est terminé par un épaissement des intervalles de carbonate indiquant un environnement marin peu profond.

- **Aalénien**

Les faciès marno-calcaires du Toarcien supérieur sont surmontés par des calcaires lithiques grisâtres en petits bancs (15 à 30) à *cancellophycus* d'âge Aalénien à joints marneux. Le passage du Toarcien à l'Aalénien est progressif, passant généralement des marnes, avec de petites crêtes calcaires, à l'alternance de marnes et de calcaires du Toarcien supérieur jusqu'aux calcaires lisses à joints marneux.

- **Bathonien-Bajocien**

La série débute par un faciès conglomératique hétérométrique qui affleure dans la partie nord-est de l'anticlinal de Bou-Izourane, à sa base. Il repose sur des calcaires biodétritiques, suivis de marnes vertes couvrant une grande partie de la zone d'étude. L'ensemble forme un large fond plat du synclinal, constituant un environnement de dépôt dans certaines zones des terrains quaternaires. Les calcaires biodétritiques arrêtés par des conglomérats témoignent de la transgression bajocienne ([Dubar, 1939](#) ; [Sadki, 1992](#) ; [Ait Addi, 1994, 1998, 2000](#) ; [Ait Addi et al., 1998](#)).

- **Quaternaire**

Formé par des terrasses alluviales, le Quaternaire est constitué de grès et d'argile à la base, se terminant par des éboulis et des graviers. Les terrains quaternaires, généralement déposés en

discordance angulaire sur certaines formations de la zone d'étude, présentent généralement les marnes des formations du Bathonien-Bajocien.

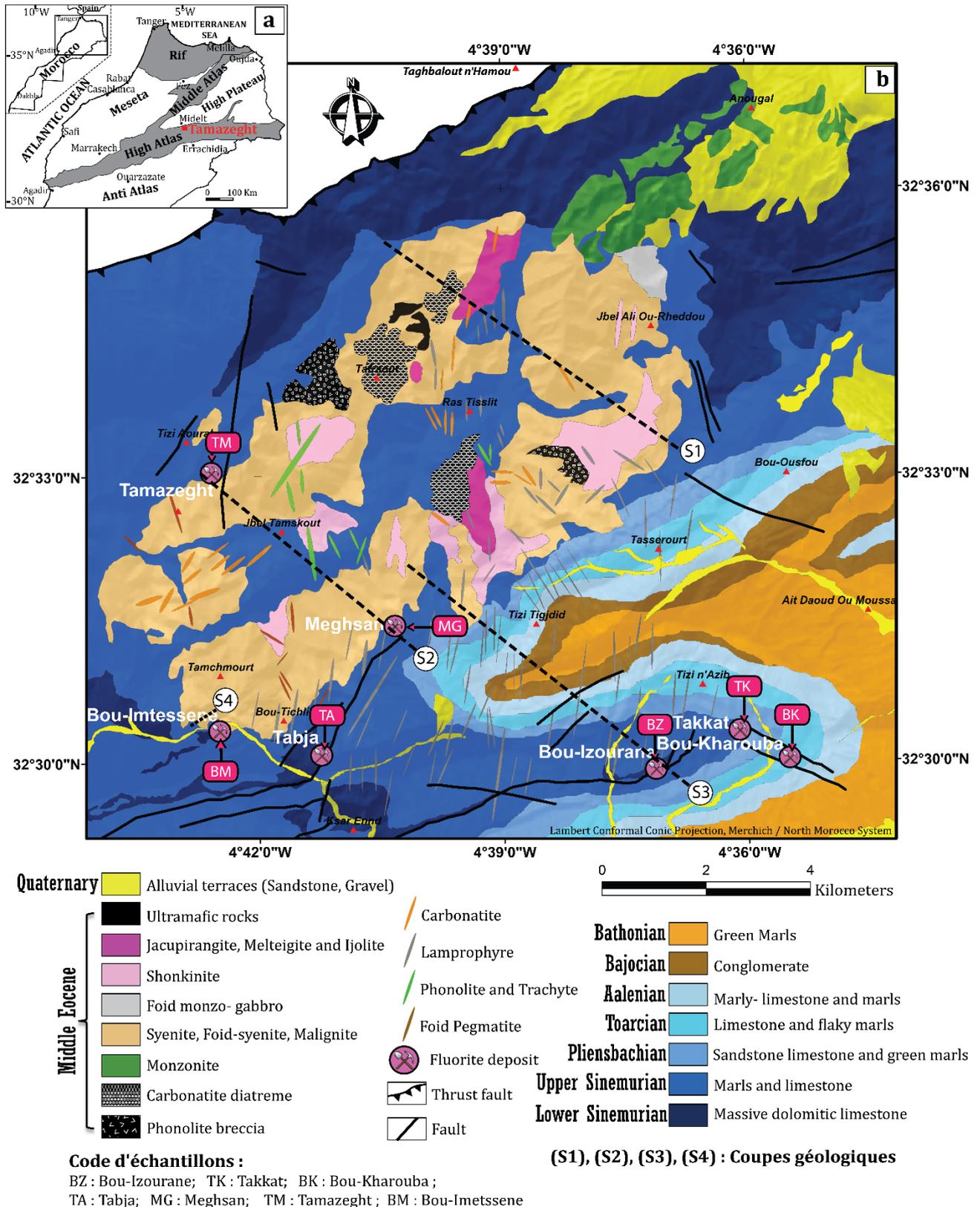


Figure 3.11: (a). Carte structurale simplifiée du nord Marocain. (b). Carte géologique de la zone d'étude (complexe de Tamazeght et district de Bou-Izourane) (Agard, 1973; Kchit, 1990; Marks et al., 2008; Schilling et al., 2009, Bouabdellah et al., 2010b; Achmani et al., 2023).

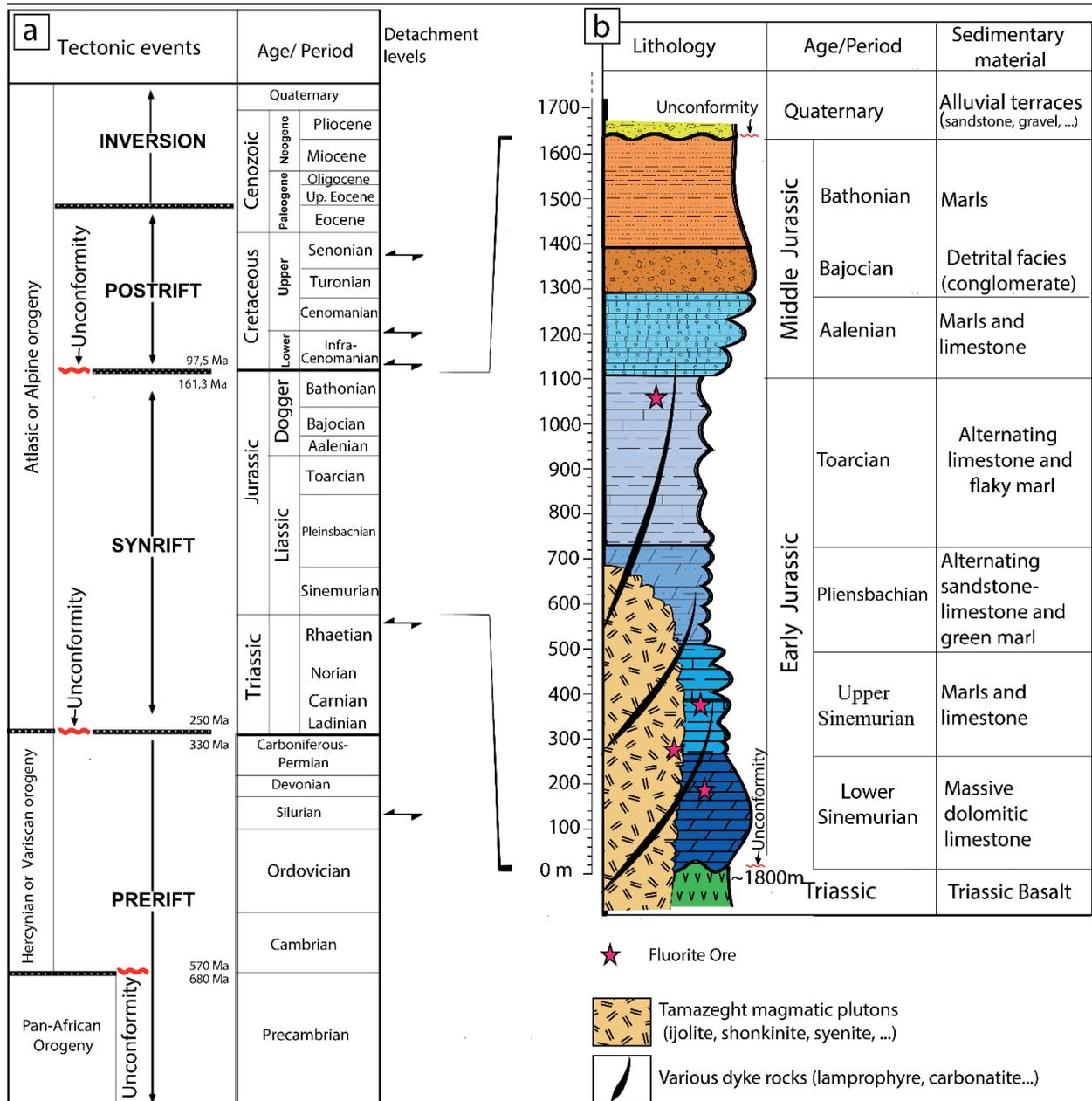


Figure 3.12: (a) Colonne synthétique du Haut Atlas central et oriental (El Harfi et al. 2006). (b) Colonne stratigraphique synthétique du district de Bou-Izourane.

Les roches du magmatiques de Tamazeght ainsi que les formations sédimentaires du Lias contiennent toutes deux des minéralisations en fluorite. Dans les formations marneuses et carbonatées du Lias, trois sites - Bou-Izourane, Bou-Kharouba et Takkat - se trouvent dans la partie orientale du district. La partie occidentale du district abrite quatre sites supplémentaires (Tabja, Bou-Imtessene, Meghsan et Tamazeght), où la minéralisation peut être trouvée dans les formations du Lias, dans l'auréole métamorphique du complexe en relation avec les skarns, ou dans les syénites de l'Éocène moyen du complexe magmatique de Tamazeght (Figures 3.9a et 3.11). Outre les cavités karstiques et les joints stratiformes entre marnes et calcaires, la fluorite

peut se trouver dans des filons orientés selon les trois familles N20, N50-80 et N120 (Figure 3.13).

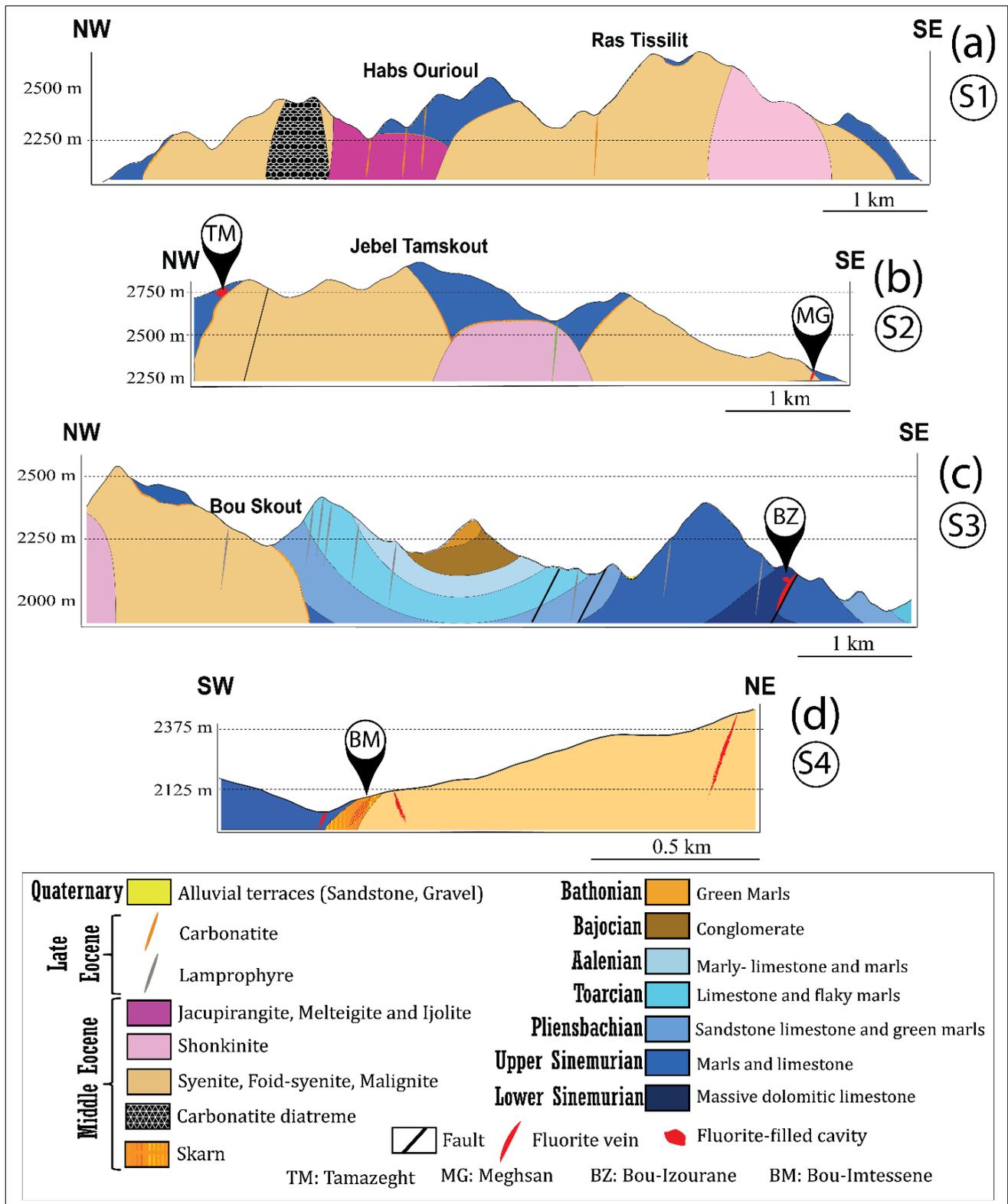


Figure 3.13: Coupes géologiques montrant la localisation des minéralisations de fluorite dans et autour du complexe magmatique de Tamazeght (l'emplacement des sections géologiques est indiqué sur la carte de la figure 3.7).

Les échantillons étudiés dans ce travail (*Tables S1; Annexe 1*) ont été récoltés lors de missions menées entre 2018, 2019 et 2020, dans le but de comprendre les variations et les tendances des minéralisations en fluorite au fur et à mesure de l'avancement de l'exploitation minière. Collecter des échantillons sur une période aussi étendue permet de suivre l'évolution des caractéristiques des minéralisations de fluorite et de détecter les relations entre les différentes formes minéralisées, ce qui peut fournir des informations précieuses sur la dynamique des fluides minéralisateurs dans la région de Bou-Izourane. Après avoir été prélevés lors des missions, ces échantillons ont été préparés au laboratoire pour différentes analyses.



## Partie II

### **Caractérisation métallogénique et Géochronologie du gisement**

## Chapitre 4

# **Origine des gisements de fluorite dans le district de Bou-Izourane et ses relations avec le complexe magmatique de Tamazeght**

## **1. Introduction**

Dans ce chapitre nous allons explorer l'origine des minéralisations de fluorite du district de Bou-Izourane, et examiner leur relation avec le complexe magmatique de Tamazeght. Cette étude repose sur une démarche multidisciplinaire, allant des observations pétrographiques minutieuses aux données microthermométriques en passant par l'analyse approfondie des inclusions fluides au moyen de la spectroscopie Raman. Ces méthodes analytiques nous ont permis d'analyser en détail les indices microscopiques et les caractéristiques intrinsèques des minéraux, ouvrant ainsi une fenêtre sur les processus qui ont présidé à leur genèse. Parallèlement, nous avons adopté une perspective géochimique, en mettant l'accent sur les éléments traces présents dans la fluorite et la calcite, deux minéraux clés de ces gisements. L'exploration de leurs compositions géochimiques vise à démystifier les processus géologiques complexes qui ont conduit à leur formation.

Enfin, notre quête descendra au niveau des compositions isotopiques stables, en se concentrant particulièrement sur les isotopes de l'oxygène (O) et du carbone (C) des calcites associées à la fluorite. Ces données nous ont permis de tracer les trajectoires et les origines des fluides ayant contribué à la genèse de ces minéralisations, apportant ainsi une perspective inédite sur leur histoire géologique.

A travers l'article 1 ci-dessous, publié dans la revue *Ore Geology Reviews* ([Achmani et al., 2023](#)), nous avons cherché à optimiser au maximum les résultats obtenus pour résoudre les questions liées à l'origine des minéralisations de fluorite à Bou-Izourane en utilisant : 1- le travail sur le terrain, 2- les matériels et méthodes utilisés, 3- les données optiques et géochimiques, 4- la synthèse et la conception d'un modèle métallogénique des minéralisations à fluorite dans le district de Bou-Izourane.

### **Résumé (article 1):**

Les gisements de fluorite du district de Bou-Izourane dans le Haut Atlas au Maroc sont répartis sur sept sites minéralisés connus près du complexe magmatique de Tamazeght de l'Éocène moyen et sont encaissés dans des roches sédimentaires (calcaires et marnes) du Jurassique inférieur (gisements de Bou-Izourane, Takkat, Bou-Kharouba et Tabja), des roches magmatiques (gisements de Bou-Imetssene et de Meghsan) et des skarns (gisements de Tamazeght et de Bou-Imetssene). Cet article examine l'origine des fluides minéralisateurs et la

relation entre le complexe de Tamazeght et les gisements de fluorite. La fluorite se trouve dans des filons orientés selon trois familles (N20, N50-80 et N120), dans des cavités karstiques et dans des dépôts stratiformes. Trois étapes sont identifiées dans la minéralisation : (1) la mise en place de la fluorite associée à la dissolution des roches hôtes ; (2) la fracturation et le scellement par la calcite et enfin (3) la silicification associée à la dissolution partielle de la fluorite et de la calcite. Les inclusions fluides dans la fluorite encaissée dans les marnes et les carbonates du Jurassique inférieur (Bou-Izourane, Takkat et Bou-Kharouba) présentent de faibles salinités (1,5 à 3 % en poids de NaCl) et des températures d'homogénéisation comprises entre 91 °C et 159 °C. Les inclusions fluides dans les fluorites de Tabja, Tamazeght et Meghsan présentent la même gamme de salinité, mais avec des températures d'homogénéisation plus élevées, allant de 99 °C à 241 °C, avec une phase vapeur contenant du CO<sub>2</sub>. Des phases solides secondaires, telles que la nahcolite, la calcite et la strontianite, sont identifiées dans ces inclusions fluides. Seule la fluorite de Bou-Imtessene présente des inclusions fluides à forte salinité (~18 % en poids de NaCl) et des températures d'homogénéisation intermédiaires entre 126 °C et 187 °C. Ces salinités locales élevées à Bou-Imtessene et la présence de nahcolite et de carbonates secondaires dans les inclusions fluides des fluorites de Tabja, Tamazeght et Meghsan peuvent refléter l'implication de fluides tardi-magmatiques. La composition isotopique  $\delta^{18}\text{O}$  du fluide qui a précipité les calcites de Tabja (Th élevées) et de Bou-Izourane (Th basses) indique une origine météorique. La fluorite présente une distribution des terres rares largement similaire à celle des carbonatites de Tamazeght, ce qui suggère que les terres rares sont dérivées : i) des carbonatites par altération hydrothermale (par exemple, Bou-Izourane, Bou-Kharouba et Takkat), et ii) des fluides carbonatitiques (tardi-magmatique) (par exemple, Tabja, Tamazeght, Meghsan et Bou-Imtessene). Nos données montrent que la minéralisation en fluorite dans le district de Bou-Izourane et le magmatisme de Tamazeght de l'Éocène moyen, spatialement associé, ont une relation génétique directe par l'apport de fluides tardi-magmatiques riches en F à proximité du complexe de Tamazeght. La minéralisation de fluorite plus éloignée du complexe est formée par la circulation descendante des eaux météoriques le long des fractures, ce qui entraîne une lixiviation du fluor. Le complexe de Tamazeght agit comme une source de chaleur et un mécanisme d'entraînement pour les flux de fluides. Les réactions de dissolution et de recristallisation sont rendues possibles par un fort gradient géothermique persistant après la mise en place du complexe. La remontée de ces fluides hydrothermaux dans les roches hôtes riches en calcium (calcaire et marne) entraîne la précipitation de la fluorite.

2. **Article 1 (Achmani et al., 2023): The origin of fluorite deposits in the Bou-Izourane district (Central High Atlas of Morocco) and its relationships with the Tamazeght magmatic complex**

**Abstract**

Fluorite deposits in the Bou-Izourane district of the High Atlas in Morocco are distributed over seven known mineralized sites near the Middle Eocene Tamazeght magmatic complex and hosted in sedimentary rocks (limestones and marls) of the Lower Jurassic (Bou-Izourane, Takkat, Bou-Kharouba and Tabja deposits), magmatic rocks (Bou-Imetssene and Meghsan deposits) and skarns (Tamazeght and Bou-Imetssene deposits). This paper examines the origin of the mineralizing fluids and the relationship between the Tamazeght complex and fluorite deposits. Fluorspar occurs in veins oriented according to three families (N20, N50-80 and N120), in karst cavities and as stratabound deposits. Three stages are identified in the mineralization: (1) fluorite emplacement associated with the dissolution of the host rocks; (2) fracturing and sealing by calcite and finally (3) silicification associated with the partial dissolution of fluorite and calcite. Fluid inclusions in fluorite hosted in marls and carbonates of the Lower Jurassic have low salinities (1.5 to 3 wt % equiv. NaCl) and homogenization temperatures between 91 °C and 159 °C. Fluid inclusions in the Tabja, Tamazeght and Meghsan fluorites exhibit the same salinity range, but with increased homogenization temperatures, ranging from 99 °C to 241 °C, with a vapour phase containing CO<sub>2</sub>. Secondary solid daughter phases, such as nahcolite, calcite and strontianite are identified. Only Bou-Imtessene fluorite has high salinity fluid inclusions (~18 wt % equiv. NaCl) and intermediate homogenization temperatures between 126 °C and 187 °C. These high local salinities and the presence of nahcolite and secondary carbonates in the fluid inclusions of the Tabja, Tamazeght and Meghsan fluorites may reflect the involvement of late-magmatic fluids. The  $\delta^{18}\text{O}$  isotopic composition of the fluid that precipitated calcites from Tabja (highest Th) and Bou-Izourane (lowest Th) indicates a meteoric origin. Fluorite has a broadly similar REE distribution to that of the Tamazeght carbonatites, suggesting that REE are derived from: i) carbonatites by hydrothermal alteration (e.g., Bou-Izourane, Bou-Kharouba and Takkat), and ii) carbonatitic (late-magmatic) fluids (e.g., Tabja, Tamazeght, Meghsan and Bou-Imtessene). Our data shows that fluorite mineralization in the Bou-Izourane district and the spatially associated middle Eocene

Tamazeght magmatism have a direct genetic relationship through the contribution of late-magmatic F-rich fluids in close proximity to the complex. Fluorite mineralization farther from the complex is formed by per descensum circulation of meteoric waters along fractures resulting in fluorine leaching. The Tamazeght complex acts as a heat source and driving mechanism for fluid flows. The dissolution and recrystallization reactions are made possible by a strong geothermal gradient persisting after the complex was emplaced. The upwelling of these hydrothermal fluids into the calcium-rich host rocks (limestone and marl) leads to the precipitation of fluorite.

**Keywords:** *Moroccan High Atlas; Bou-Izourane deposits; Fluorite mineralization; Tamazeght carbonatite; Fluid inclusions; Late magmatic fluid*

### *2.1. Introduction*

The Bou-Izourane district, located in the Central High Atlas of Morocco, is one of the top ten fluorite deposits producing in Morocco. GLOBAL MINES has been mining fluorite from the Bou-Izourane deposit since 2004. This company was the first to market this ore for many countries around the world (Italy, France, ...). The annual production capacity of 97% CaF<sub>2</sub> fluorite concentrate reaches 10 kt ([Achmani, 2017](#); [Achmani et al., 2020](#)).

Fluorite mineralization in the Bou-Izourane district occurs in the sedimentary cover to the south-east and south-west of the Tamazeght magmatic complex, which is dated as middle Eocene (Tisserant et al., 1976) ([Figure 4.1](#)). Fluorite mineralization in the Bou-Izourane area and the Tamazeght complex is emplaced in both the Liassic sedimentary formations and the Tamazeght magmatic rocks. The Bou-Izourane district consists of three sites - Bou-Izourane, Bou-Kharouba and Takkat - located in its eastern part. In the three sites, fluorite deposits are hosted by early Jurassic marls and carbonates. The western part of the district hosts four other sites (Tabja, Bou-Imtessene, Meghsan and Tamazeght) whose mineralization is hosted either in the Liassic formations, or in the metamorphic aureole of the complex related to the skarns, or finally in the middle Eocene syenites of the Tamazeght magmatic complex ([Figure 4.1](#)). The sedimentary rocks were strongly deformed during the Atlasic orogeny that took place between the end of the Eocene and the Quaternary ([Frizon de Lamotte et al., 2000, 2009](#); [Leprêtre et al. 2015](#)).

Chapitre 4 : Origine des gisements de fluorite dans le district de Bou-Izourane et ses relations avec le complexe magmatique de Tamazeght

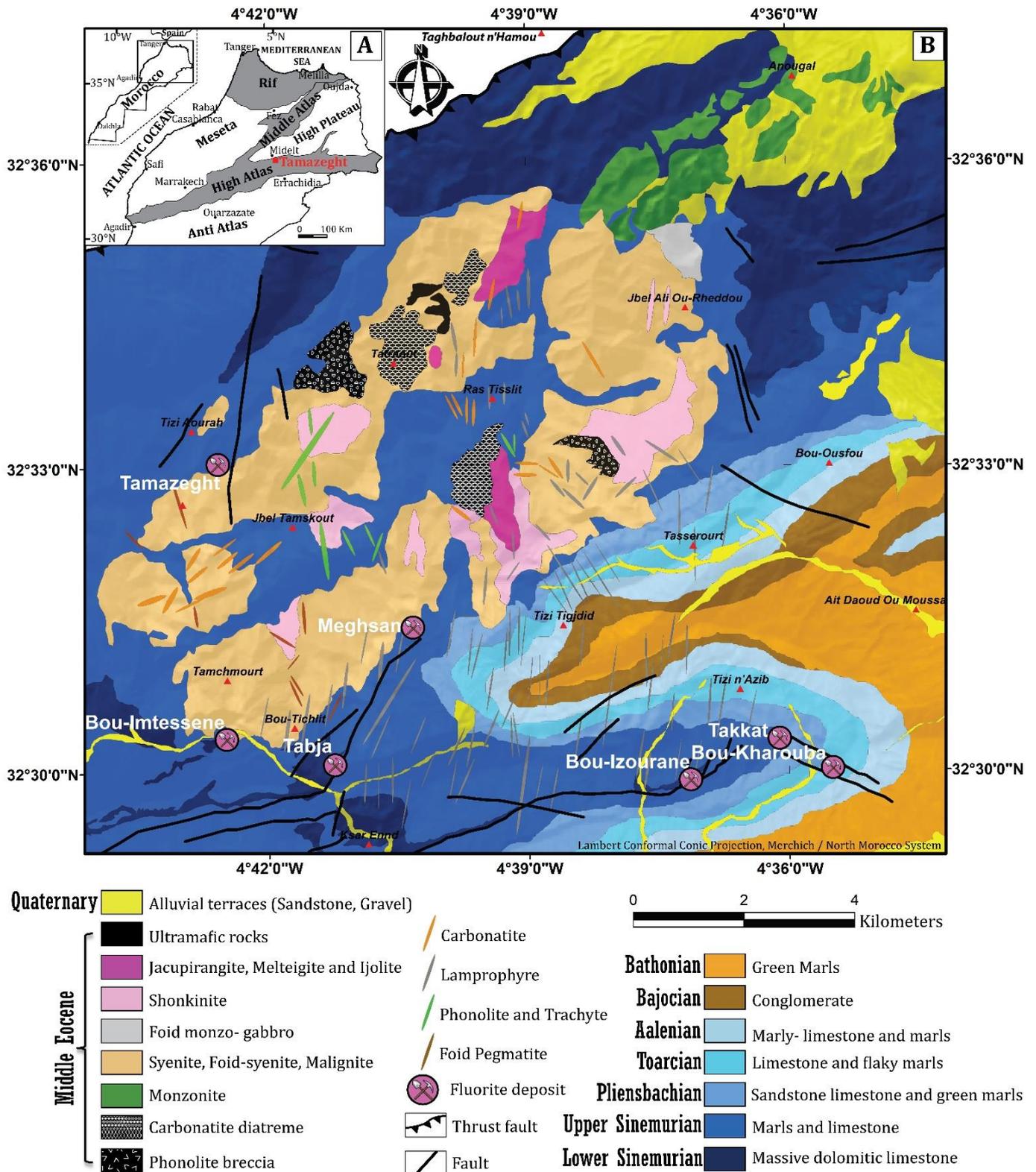


Figure 4.1: (A). Simplified structural map of northern Morocco. (B). Geological setting of the study area (Tamazeght complex and Bou-Izourane district) (after Agard, 1973; Kchit, 1990; Marks et al., 2008; Schilling et al., 2009, Bouabdellah et al., 2010b, Achmani, 2017 (modified)).

These mineralizations located in the heart of the High Atlas Range and close to a syenitic-carbonatitic magmatic complex raise the question of their genesis. Two fluorite deposits in Morocco show similarities with the Bou-Izourane mineralization and the Tamazeght complex. The Jbel Tirremi fluorite in the Horst Country Range (eastern Morocco) shows geometric relationships with Eocene-age lamprophyre veins, but fluid analysis has shown no relationship between these magmatic formations and mineralization (*Bouabdellah et al., 2014*). Conversely, the world-class El Hammam deposit in Central Morocco is characterized by rare earth element enrichment in fluorite, interpreted as evidence of a strong link to Triassic magmatism, where fluorite emplacement is related to the circulation of magmatic fluids from the late- to post-magmatic crystallization of granitic intrusions (*Jebrak et al., 1984; Cheilletz et al., 2010; Chraïbi et al., 2013*).

More widely, the existence of fluorite deposits related to carbonatites is proven in several districts (Namibia, *Bühn et al., 2002*; Russia, *Redina et al., 2021* or India, *Singh et al., 2022*), with syenites (Turkey, *Coşanay et al., 2017*) or with skarns (Mongolia, *Duan et al., 2020*; Mexico, *Camprubí et al., 2019*). Other stratiform and/or stratabound-type deposits, unrelated to magmatism, have been described, for example on the periphery of the French Massif Central (Chaillac deposit, *Sizaret et al., 2009*; Pierre Perthuis stratabound fluorite deposits, *Gigoux et al., 2015, 2016; Lenoir et al. 2021*).

The genetic link between magmatism and fluorite mineralization can therefore be variable. Fluorite may derive from magmatic to late-magmatic fluids (i.e., felsic magmas; *Schönenberger et al., 2008; Cheilletz et al., 2010; Bouabdellah et al., 2010a*), or formed from hydrothermal fluids of variable origins without a direct connection to magmatic fluids (i.e., Mississippi Valley Type (MVT) deposits; *Jemmali et al., 2017; Bouabdellah et al., 2014; Sánchez et al., 2009; González-Partida et al., 2003*). Magmatic rock intrusions can, however, play an indirect role, providing a heat source and fluorine- and calcium-rich minerals that can be partially dissolved and recrystallized (*Rajabzadeh, 2007; Boiron et al., 2002, 2010; Pei et al., 2017; Ye and Bai, 2022*). Preliminary studies by *Sośnicka et al. (2021)* show that the fluorites from the Bou-Izourane district may have a varied origin. These authors document high salinities (21.2 NaCl wt.% equiv.) in fluid inclusions trapped in fluorite emplaced in close proximity to syenites of the Tamazeght complex. These fluids are interpreted as late-magmatic. Much lower salinities (1.6-8.5 wt.% NaCl equiv.) have been documented in fluid inclusions trapped in carbonate-hosted fluorites.

The objective of this paper is to propose a metallogenic model of fluorite genesis in the

Bou-Izourane district and the Tamazeght complex. Particular attention is paid to the origin of the mineralizing fluids and the relationship between the Tamazeght magmatic complex and the mineralizations. To this end, we complement the preliminary results of Sośnicka et al. (2021) with petrographic observations, microthermometric and Raman spectroscopy data of fluid inclusions, and geochemical analyses of trace elements (fluorite and calcite) and stable isotope compositions (O and C) of fluorite-associated calcites. This model will help guide the exploration and mining strategy for fluorite in the district.

## *2.2. Geological setting of the deposits*

### *2.2.1. Regional geology*

The Bou-Izourane region is located in the eastern part of the Central High Atlas and is formed by folded Lower to Middle Jurassic terrains (Sinemurian to Bathonian stages) with lithologies which are generally marly and carbonate. These sedimentary rocks rest unconformably on Triassic basalts ([Heitzmann, 1987](#)), according to a tilted block geometry, acquired during Triassic-Jurassic rifting and which may have followed the structures inherited during the Paleozoic Variscan orogeny ([Alvaro et al, 2008](#); [Beauchamp et al. 1996](#); [Burkhard et al. 2006](#); [Choubert and Faure-Muret 1962](#); [Ennih and Liegeois 2001](#); [Frizon de Lamotte et al. 2009](#); [Gasquet et al. 2008](#); [Klitgord and Schouten 1986](#); [Mattauer et al. 1977](#); [Piqué and Michard 1989](#); [Thomas et al. 2002](#)). The entire sedimentary series is intruded by rocks of the middle Eocene Tamazeght magmatic complex ([Tisserant et al., 1976](#)). The emplacement of the Tamazeght complex generates the development of skarns within the enclosing rocks, over a distance of about 100 m ([Salvi et al., 2000](#), [Kchit, 2007](#); [Achmani, 2017](#)).

The Mesozoic sedimentary series of the Atlas domain begins with detrital and then evaporitic continental deposits of the Upper Triassic. The Triassic period corresponds to an important crustal distension linked to the first stages of rifting, allowing the outpouring of tholeiitic basalt flows that top the upper silty evaporitic levels ([Laville, 1985](#); [Laville and Piqué, 1992](#)). The Triassic structures are guided by normal faulting of the Variscan structures N50 to N90 and N130 to N160 ([Mattauer et al., 1977](#); [Laville et al., 1977](#), [Laville, 1977, 1978](#); [Laville and Piqué, 1991, 1992](#); [Aït Brahim et al., 2002](#)), inducing a general NNW-SSE to NW-SE extension. Intrabasin faults oriented NNE-SSW to NE-SW, are considered as dip-slip extension faults ([Mattauer et al., 1977](#); [Laville and Petit, 1984](#); [Beauchamp, 1988](#)).

In the Jurassic, the continental input continued. Following the sea level rise, the Atlantic

invaded the basin. Reef structures (*Patch Reef*) then developed on the rift flanks (*Du Dresnay, 1971; Ait Addi and Chafiki, 2013*). The Atlasic rift aborts during the Lower Liassic (*Laville, 1985; Laville and Piqué, 1992; Le Roy et al., 1997*). Extensional deformation is now concentrated in the Atlasic domain, allowing the development of the subsiding intra-continental basins of the High Atlas and of the Middle Atlas (*Choubert and Faure-Muret, 1962*), with carbonate platform installation (*Laville, 1985*). Subsidence of the Atlas basins during the Upper Liassic was controlled by NE normal faults developed in the Lower Liassic (*Ait Brahim et al., 2002*) and E-W Hercynian crustal fractures reactivated as sub-vertical compressive senestial rifts (*Mattauer et al., 1977*). The paleo stress field indicates a NW-SE extension that allows the individualization of a mosaic of broad rhombic depocenters bordered by narrow ripples (*Du Dresnay, 1975; Mattauer et al., 1977; Studer and Du Dresnay, 1980; Laville, 1981*).

In the Upper Jurassic, the E-W and ENE- WSW direction of sinister strike-slip movement is transformed into reverse fault movement in response to the rotation of the regional stress field. The Jurassic basins of the High Central Atlas and Middle Atlas close (*Fedan et al., 1989; Laville et Fedan, 1989*). This closure, which began in the Bathonian, propagates from SW to NE during the Upper Jurassic, expressing the first phase of inversion with the emersion of the Atlas domain (*Laville and Piqué, 1992*). From the Upper Cretaceous to the Paleocene, the stress field shows a compressional direction varying from E-W to ESE-WNW, which is in agreement with the relative dexterous lateral movement of Africa-Iberia, relating to the opening of the South Atlantic during the Albian which induced a counter-clockwise rotation of Africa with respect to Eurasia (*Tapponnier, 1977*). During the Eocene, the N-S compression recorded in Morocco and affecting the whole of the Western Mediterranean (*Tapponnier, 1977*) is due to the relative displacement between North Africa and Europe (*Olivet et al., 1984*). The progressive closure of the Tethys (*Ricou, 1994*) finally led to a continent-continent collision. It is at this time that the Tamazeght complex was established during this N-S compressive phase. This complex consists of plutonic rocks distributed between ultrabasic cumulates (jacupirangites), differentiated terms (syenites, monzonites) and is cut by late and subvertical dykes (carbonatite, lamprophyre and pegmatites) oriented essentially N00 to N45 and NW-SE (*Kchit, 2007; Figure 4.1*). The mode of emplacement is thought to be related to sinister shearing leading to the migration of magmatic bodies (*Kchit, 2007*).

The formation history of the Moroccan High Atlas Range begun in the upper Eocene with

an early event showing an abrupt transition from marine to a continental conglomerate formation, followed by a quiescence phase related to the relaxation of horizontal orogenic stresses at the African/European plate boundary, in the Oligocene and Lower Miocene. The Lower-Middle Miocene period is characterized by a first phase of lithospheric thinning plus a shortening component which triggered the emplacement of tectono-gravity sheets along the High Atlas, and this was followed by a large-scale subsidence state related to a decrease in the intensity of lithospheric thinning. During the Pliocene-Quaternary, shortening resumed and led to the construction of the present orogen with a contribution from a second lithospheric thinning event (*Frizon de Lamotte et al., 2000, 2009; Leprêtre et al. 2015*).

### *2.2.2. Deposit geology*

Fluorite occurs in veins oriented in three families: N20, N50-80 and N120, as well as in karst cavities and along strati-form joints between marl and limestone (Table 1; *Figure 4.2*). The extension of the vein mineralization varies from 20 to 500 m with a strength of up to 5 m. The volumes of mineralization hosted in the karst cavities vary between 10 and 4000 m<sup>3</sup>.

#### *2.2.2.1. Mineralization hosted in the sedimentary cover*

Fluorite mineralization at the Bou-Izourane, Takkat, Bou-Kharouba and Tabja sites is hosted in marl and carbonate rocks of the sedimentary cover. The mineralization mined at the Bou-Izourane site is mainly stratiform, with mineralized fractures oriented N20, N50-80, N120, and fills karstic cavities (Table 1; *Figure 4.2A, E and Appendix A (Fig. A.1A)*), of light purple brecciated fluorite and is cut by calcite veinlets (*Figure 4.2B, F* and Table S1 (Appendix B)). The Takkat fluorite is light purple, fractured, and veinlet-like in massive dolomitic limestones of Lower Sinemurian age overlain by marl-layered bedded limestones of Upper Sinemurian age (Table S1 (Appendix B)). Two sites are mined: i) to the south, within veins oriented N120; ii) to the north, within veins oriented N20 (Table 1; Appendix A (Fig. A.1B)). At Bou-Kharouba, fluorite is colourless to light purple within N120-trending veins averaging 2 m in thickness, cutting Toarcian marl and limestone beds (Table 1; Appendix A (Fig. A.1C) and Table S1 (Appendix B)). At the Tabja site, fluorite is hosted in massive dolomitic limestones in two forms (Table 1): i) vein-like, in which purple fluorite and white calcite with a greenish tendency are found (Appendix A (Fig. A.1D)); ii) within karst cavities (*Figure 4.2G*), where purple fluorite with light grey-green patches, representing silicification of fluorite, is found (*Figure 4.2H*).

### 2.2.2.2. Mineralization hosted in the skarns

The Tamazeght and some of the Bou-Imetsse deposits are hosted in skarns (Table 1). The Tamazeght site is also characterized by well-crystallized lilac-purple fluorite in cavities developed in the skarns (Appendix A (Fig. A.2A) and Table S1 (Appendix B)). As for Bou-Imetsse, skarn-hosted fluorite appears as purple spots disseminated in the skarns (Appendix A (Fig. A.2B) and Table S1 (Appendix B)).

### 2.2.2.3. Mineralization hosted in the syenites

At Bou-Imetsse, other fluorite mineralization occurs as lilac-hued fluorite stock-works, oriented N50-80 and N120, intersecting the Tamazeght syenites (Table 1; *Figure 4.2C, D* and Appendix A (Fig. A.3B)). Fluorite at the Meghsan site occurs as dark purple cubes (antozonite-type fluorite) (Appendix A (Fig. A.3A) and Table S1 (Appendix B)), this vein mineralization oriented N50-80, intersects both the Liassic formations and the Tamazeght skarns and syenites.

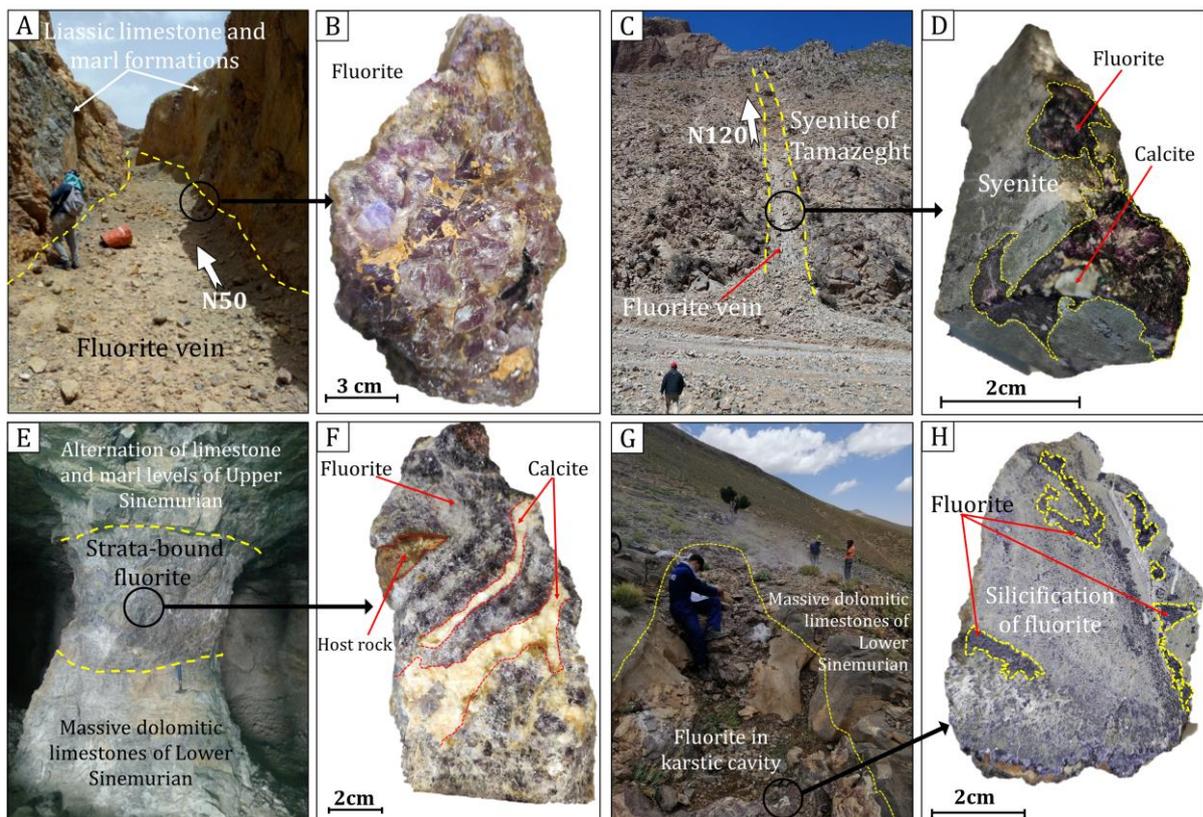


Figure 4.2: Photographs illustrating the types of fluorite mineralization in the Bou-Izourane district. (A, B). Fluorite vein intersecting the Liassic marly limestone formations in the central site of Bou-Izourane with a hand specimen of fluorite. (C, D). Fluorite vein intersecting the Eocene syenites of Tamazeght in the Bou-Imetsse site with a specimen of fluorite. (E, F). Fluorite occupies the strata joints between massive dolomitic limestones and marl-limestones in the Bou-Izourane site with a specimen of fluorite. (G). Fluorite in karstic cavity in massive dolomitic limestone at the site of Tabja. (H). fluorite specimen from the Tabja site with silicification patches replacing fluorite.

## Chapitre 4 : Origine des gisements de fluorite dans le district de Bou-Izourane et ses relations avec le complexe magmatique de Tamazeght

Table 4.1: Geometric characteristics of the mineralization in different sites of the Bou-Izourane district and Tamazeght complex.

Mineralized site	Host rock	Type of mineralization	Direction	Extension	Thickness/Dimensions
<b>Bou-Izourane</b>	Limestone to marls (Lower Jurassic)	Veins	N20	70 to 200 m	1 to 5 m
			N50-80	20 to 500 m	2 to 5 m
		Karstic cavities	—	—	1000 to 4000 m <sup>3</sup>
		Strata-bound joints	—	30 to 100 m	0.2 to 1 m
<b>Bou-Kharouba</b>	Limestone to marls (Lower Jurassic)	Veins	N120	40 to 70 m	0.5 to 2 m
<b>Takkat</b>	Limestone to marls (Lower Jurassic)	Veins	N20	100 to 500 m	0.5 to 4m
			N120	20 to 60 m	1 to 2 m
<b>Tabja</b>	Limestone to marls (Lower Jurassic)	Veins	N20	20 to 110 m	0.5 to 3 m
			N50-80	30 to 170 m	1 to 3 m
		Karstic cavities	—	—	10 to 30 m <sup>3</sup>
<b>Tamazeght</b>	Skarns	Karstic cavities	—	—	30 to 70 m <sup>3</sup>
<b>Meghsan</b>	Syenites	Veins	N50-80	60 to 200 m	0.5 to 2 m
<b>Bou-Imtessene</b>	Syenites	Stockwork	N120	170 to 300 m	1 to 2 m
	Skarns	Stockwork	N50-80	50 to 110 m	0.5 to 2 m

### 2.3. Materials and methods

Seven fluorite mineralized sites (Bou-Izourane, Bou-Kharouba, Takkat, Tabja, Meghsan, Tamazeght and Bou-Imtessene) were studied (*Figure 4.1*). After sampling (Table S1 (Appendix B)), petrographic observations were made by optical microscopy, cathodoluminescence (CL) microscopy, and scanning electron microscopy (SEM) on thin sections and on fragments mounted in epoxy and then polished, at the Geosciences Paris-Saclay (GEOPS) laboratory. CL observations were performed on an Olympus BX41 microscope coupled to a Cathodyne cold cathode cathodoluminescence (NewTec) operating at 10-12 kV and 160-260  $\mu$ A and a Qicam Fast 1394 digital camera. SEM images were produced at an accelerating voltage of 15 keV and semi-quantitative elemental compositions were measured by energy dispersive spectrometry (EDS) at an accelerating voltage of 15 keV and an accumulation time of 30 seconds.

14 fluorite samples from different sites in the Bou-Izourane district and the Tamazeght complex were selected for microthermometric analysis of fluid inclusions. Homogenization (Th) and water ice melting temperatures (Tm) of the two-phase aqueous inclusions were acquired using a LINKAM MDS600 cooling and heating stage, mounted on a Leica microscope and equipped with a Lumenera Infinity 3 camera, at GEOPS. Each fluid inclusion was measured twice.

Data that cannot be replicated was excluded. The few fluid inclusions belonging to the same plane having variable liquid-vapour ratios were excluded and considered as evidence of post-trapping deformation (stretching, leakage) or necking-down ([Goldstein and Reynolds, 1994](#)). The uncertainties associated with  $T_h$  and  $T_m$  measurements are  $\pm 1.0$  °C and  $\pm 0.1$  °C, respectively. The solid phases contained in some of the fluid inclusions were identified by Raman spectroscopy (LabRAM (Horiba) at the GeoRessources laboratory of the University of Lorraine) with a 300 mW 514.71 nm green laser (Cobolt Fandango 300), an 1800 rpm grating and a x100 objective. The confocal hole was open at 700  $\mu\text{m}$  and the slit at 200  $\mu\text{m}$ . The acquisition is done in the range of 950 to 1075  $\text{cm}^{-1}$  for solids and 1400 to 3500  $\text{cm}^{-1}$  for OH. The acquisition time and the number of accumulations are fixed in order to optimize the signal/background ratio.

Minor and trace elements in calcite and fluorite were measured using a Thermo Scientific™ Element XR ICP-MS coupled to a Teledyne Photon Machines 193 nm ArF laser ablation (LA) system, at GEOPS (Appendix A (Fig. A.7)). Fluorite crystals were ablated at a fluence of 6.25  $\text{J}\cdot\text{cm}^{-2}$ , with an ablation diameter of 85  $\mu\text{m}$  and a pre-ablation diameter of 110  $\mu\text{m}$ . The conditions for calcite analysis are a fluence of 2  $\text{J}\cdot\text{cm}^{-2}$  with an ablation diameter of 150  $\mu\text{m}$  and a pre-ablation of 155  $\mu\text{m}$ . Each fluorite and calcite sample was ablated at a frequency of 10 Hz with a 30 s background acquisition followed by 30 s of ablation. Elemental concentrations of calcites were calibrated using NIST612 glass reference material, and the carbonate pellet MACS-3 (United States Geological Survey (USGS)) was used as secondary reference material to ensure accuracy. In the absence of fluorite reference material, we used an in-house fluorite sample Pierre-Perthuis 16 (PP16) for quality control, sample consisting of yellow fluorite crystals which was analyzed by ICP-MS after dissolution ([Gigoux et al., 2015](#); [Gigoux, 2015](#)). The 59 measurements performed on the NIST 612 glass reference material ([Pearce et al., 1997](#)) during this study gives an accuracy ranging from 1.4% to 7.6% on elemental concentrations.  $^{43}\text{Ca}$  was used as internal standard to convert intensities into concentrations. For fluorite analysis, we used a CaO value set at 71.83 weight percent oxide (wt % CaO), corresponding to the value of stoichiometric fluorite. Similarly, a CaO value set at 56.03 wt% was used for calcite. Data was reduced using Lolite 4 software ([Paton et al., 2011](#)). The precision and accuracy of the elemental concentrations measured in fluorite and calcite was evaluated using the matrix-match reference materials MACS-3 (calcite) and PP16 (fluorite). The results of Rare Earth Element (REE) quantifications in MACS-3 carbonate reference material and in-house fluorite material "PP16" are listed in Table S5, S6 (Appendix B). The distributions obtained on "PP16" by LA-ICP-MS are compared to the distribution obtained by dissolution - ICP-

MS ([Gigoux, 2015](#)) in figure A.6A (Appendix A), and similarly, the values obtained on MACS-3 are compared to their certified values (USGS, Tb and Yb values are from [Jochum et al., 2012](#)) in figure A.6B (Appendix A). The distribution of REE for fluorite samples by dissolution - ICP-MS for the different sites of the Bou-Izourane district and the Tamazeght complex was published by [Achmani et al., 2020](#). In addition, REE in the host rocks were determined from samples of lamprophyre, carbonatite and syenite, skarns, limestones and marls of the Liassic by dissolution-ICP-MS (ALS Ireland, Geochemistry method ME-MS81 and Bureau Veritas Minerals Canada, Exploration Geochemistry, method MA250) (Table S4 (Appendix B)). Before dissolution, the samples were washed and rinsed with distilled water and then crushed. These analyses are complemented in this paper by data from the works of [Bouabdli et al., 1988](#) (lamprophyre); [Kchit, 2007](#) and [Bouabdellah et al., 2010b](#) (carbonatite) and [Wang et al., 2016](#) (syenite).

Two hydrothermal calcite filling fractures in the Tabja and Bou-Izourane deposits were sampled to measure their O and C stable isotopic composition (Appendix A (Fig. A.7A, D)). After acid digestion of calcite powders, CO<sub>2</sub> was analyzed using a dual-inlet Isoprime 100 spectrometer (Elementar) coupled to a multi-Carb system at the Laboratory of Sciences of Climate and Environment (LSCE; Paris-Saclay University). Data was standardized to Pee Dee Belemnite (PDB) based on repeated measurements of international reference materials NBS19 and NBS18. The 1SD external reproducibility of the in-house laboratory carbonate standard (MARGO) is 0.05 ‰ for  $\delta^{18}\text{O}$  and 0.03 ‰ for  $\delta^{13}\text{C}$ . A sufficient amount of calcite powder was extracted from each sample to perform two measurements. The difference in the values between the two measurements is less than 0.1 ‰ for both  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^{13}\text{C}$ . As a result, the mean value of the two measurements was considered. The fractionation equation of Zheng (1999) was used to recalculate the O isotopic composition of parental fluids.

## *2.4. Results*

### *2.4.1. Petrographic features of fluorite deposits*

#### *2.4.1.1. Bou-Izourane, Bou-Kharouba, Takkat and Tabja fluorite sites: mineralization hosted in the sedimentary cover*

Bou-Izourane fluorite occurs as a massive, euhedral form (>500  $\mu\text{m}$ ) and is light purple in transmitted light ([Figure 4.3B, C](#)). In cathodoluminescence, the fluorite is blue in colour, with undissolved fragments of calcite from the host oolitic limestone packed within the fluorite ([Figure 4.3A, D](#); Appendix A (Fig. A.4A and A.4B)). It is cut by fractures filled with orange coloured calcite in CL ([Figure 4.3A, C](#)). The automorphic quartz crystals found in the oolitic limestone, are also

included in fluorite after dissolution of calcite from the host (Appendix A (Fig. A.4A, B)).

At Takkat, optical and cathodoluminescence microscopy shows euhedral fluorite crystals associated with calcite and micro-quartz (Figure 4.3E, G). In cathodoluminescence, calcite precipitated in fractures intersecting the fluorite appears as a homogeneous orange colour and/or a succession of dark orange and luminescent zones (Figure 4.3F). Micro-metric quartz comes later and replaces the fluorite and calcite (Appendix A (Fig. A.4C)). Fragments of the country rock remained included in the fluorite (Appendix A (Fig. A.4C)).

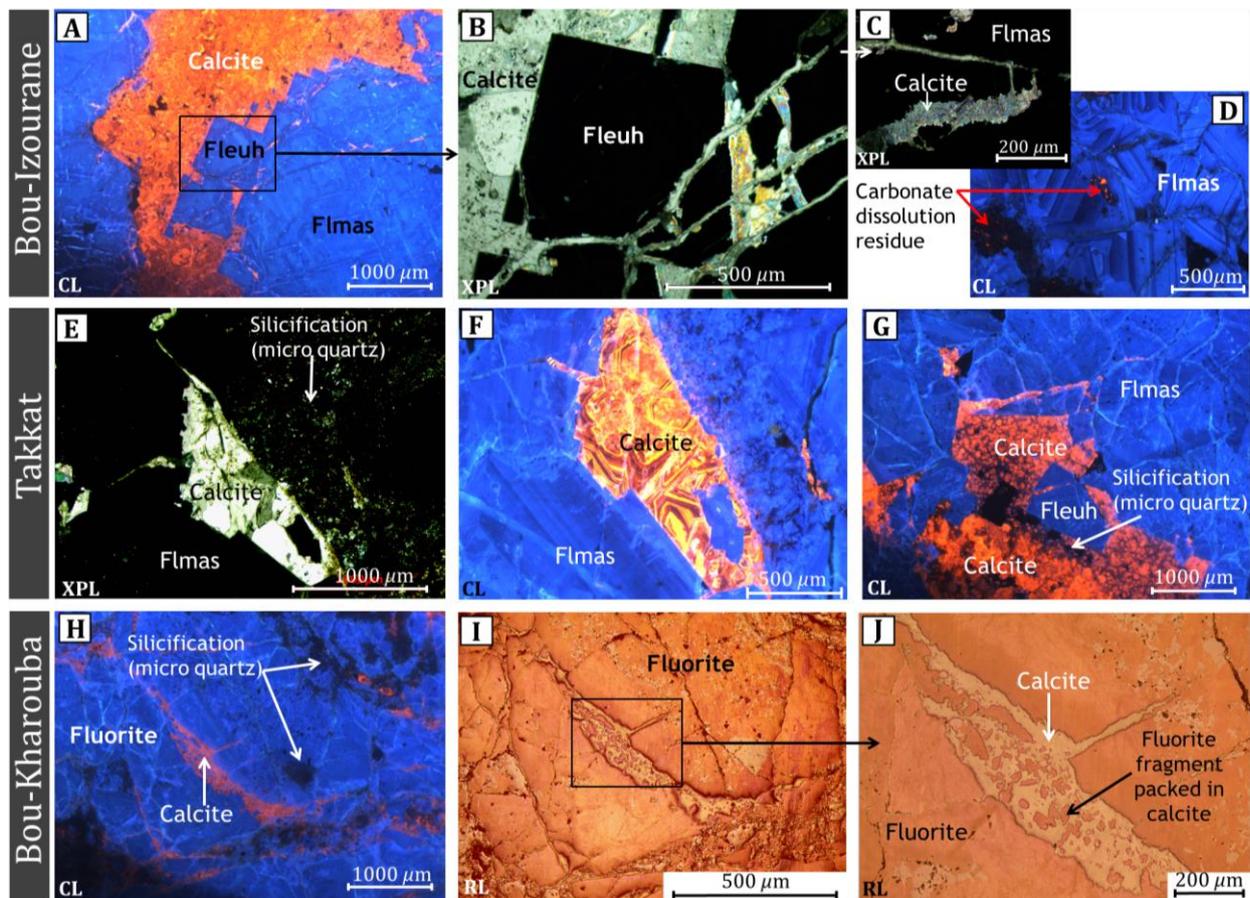


Figure 4.3: (A, D). Cathodoluminescence (CL) images of the paragenesis of fluorite mineralization at the Bou-Izourane site. (B). Cross polarized light photography of fluorite from the Bou-Izourane site. (C). Cross polarized light photography of calcite in fractures intersecting fluorite at the Bou-Izourane site. (E). Polarized light photography of quartz replacing fluorite and calcite in the Takkat site (F, G). Cathodoluminescence images of zoned and homogeneous calcite precipitated in the fluorite fractures at Takkat. (H, I and J). Cathodoluminescence image and reflected light images of fluorite-calcite-quartz samples from the Bou-Kharouba site. (Flmas. massive fluorite, Fleuh. euhedral fluorite).

The fluorite from Bou-Kharouba has the same petrographic characteristics as the fluorite from Bou-Izourane and Takkat (Figure 4.3H-J).

At the Tabja site, the fluorite appears under the microscope in massive form and is partially

replaced by calcite, which appears to be homogeneous orange in cathodoluminescence (*Figure 4.4A-C and 4.5B*). In karst cavities, fluorite appears as zoned euhedral crystals (succession of dark blue and blue luminescent bands) in natural light (*Figure 4.4D, E*); blue fluorite in CL is partially replaced by black micro-quartz (*Figure 4.4F, 4.5A*).

#### 2.4.1.2. Tamazeght fluorite site: mineralization hosted in the skarns

Microscopic characterization of the Tamazeght fluorite shows that the emplacement of this fluorite is synchronous with the dissolution of the calcite of the surrounding rock. Micro-quartz precipitates later and replaces the fluorite (*Figure 4.4G-I*). In cathodoluminescence, the euhedral fluorite shows a blue core (F1) that wraps around undissolved pieces of orange calcite that belong to the host rock, which is surrounded by the homogeneous blue fluorite (F2) (*Figure 4.4I*).

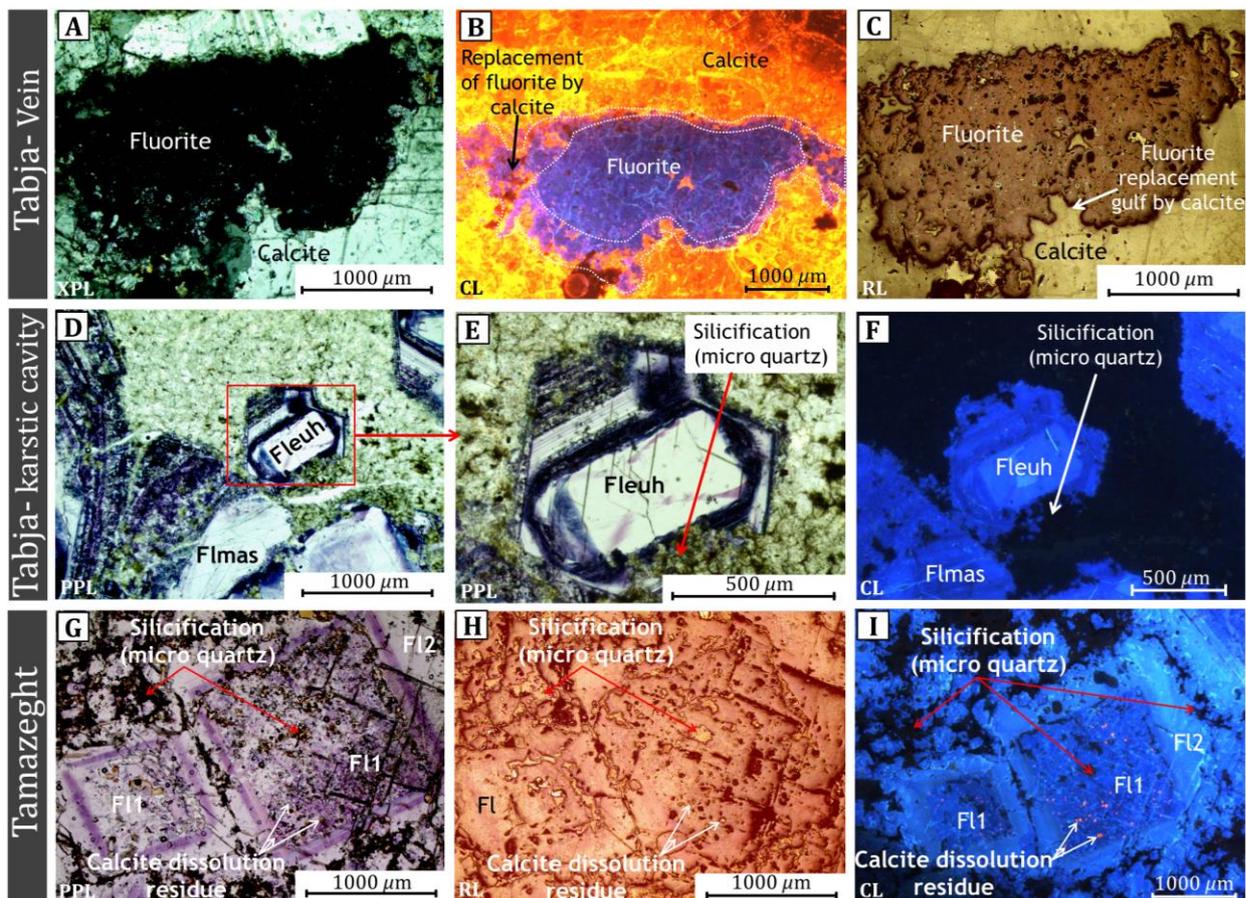


Figure 4.4: (A, B, C). Cross polarized light, cathodoluminescence image and reflected light photographs of calcite replacing fluorite from the Tabja vein. (D, E). Plane polarized light photographs of massive and euhedral fluorite with the succession of deep blue and blue luminescent bands blue from the karst cavity of Tabja. (F). Cathodoluminescence image of the quartz (black) replacing the euhedral fluorite crystal in blue from the karst cavity of Tabja. (G, H). Plane polarized and reflected light photographs of zoned purple fluorite with quartz altering Tamazeght fluorite. (I). Cathodoluminescence image of the Tamazeght euhedral fluorite showing a blue core packed with orange calcite residues (F1) surrounded by homogeneous blue fluorite (F2). (Flmas: massive fluorite, Fleuh: euhedral fluorite).

At Bou-Imetssene, the purple fluorite disseminated in the skarns appears as small patches developed on the constituent minerals of the skarns. In cathodoluminescence, the fluorite appears dark blue and is intersected by fractures filled with orange calcite (Appendix A (Fig. A.2B)). Fragments of undissolved skarn minerals remain included in the fluorite (Appendix A (Fig. A.2B)).

#### *2.4.1.3. Bou-Imetssene and Meghsan fluorite sites: mineralization hosted in the syenites*

Some of the constituent minerals of the syenites at the Bou-Imetssene site, notably aegirine and potassium feldspar, are replaced by fluorite (*Figure 4.6A-C*). Fluorite occurs in an interstitial form between the minerals forming the syenitic domes of Tamazeght (Appendix A (Fig. A.3B)). Radiation halos are developed in fluorite, around widely dissolved zircons and "uranpyrochlore"-type oxides (*Figure 4.5E, F*). In cathodoluminescence, orange calcite seals fractures that intersect the blue fluorite (*Figure 4.6A*).

The fluorite at the Meghsan site has similar petrographic characteristics to the fluorite hosted in the syenites at the Bou-Imetssene site (*Figure 4.6D-F and 4.5C*). In cathodoluminescence, the fluorite shows a blue core (F1) that contains undissolved orange calcite inclusions from the surrounding rock, and is surrounded by homogeneous blue fluorite (F2) (*Figure 4.6E*). Calcite then develops in fractures intersecting the fluorite (*Figure 4.6D*). There is no development of radiation halos despite the presence of undissolved zircon crystals (*Figure 4.5D*). Iron oxides fill cracks intersecting fluorite and calcite (*Figure 4.6D*).

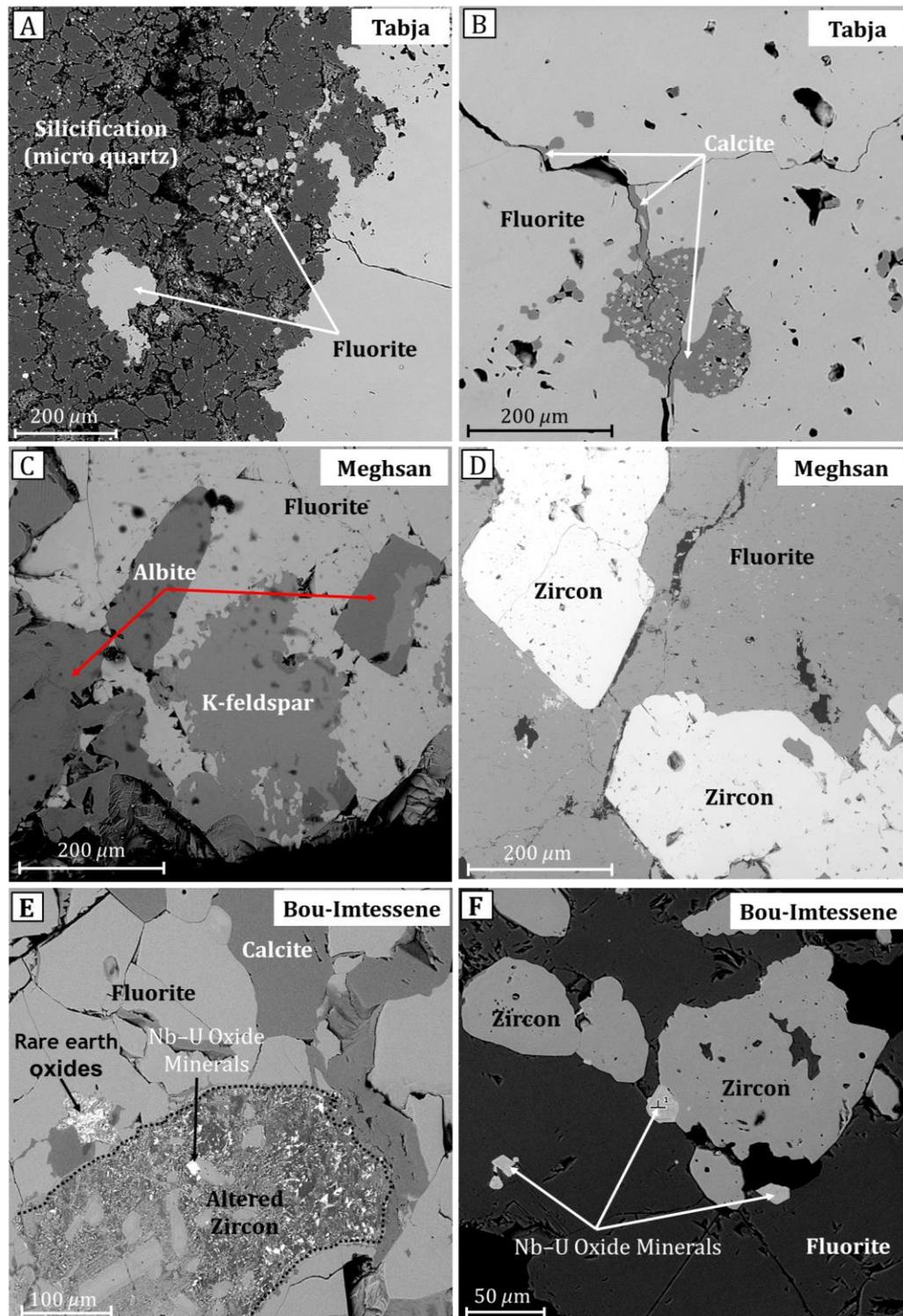


Figure 4.5: Scanning electron microscope (SEM) photomicrographs of various petrographic properties of fluorite from Bou-Izourane and Tamazeght complex deposits. (A). Silicification (micro quartz) replacing the fluorite in the Tabja site. (B). Fluorite replaced by calcite in the Tabja site. (C). Syenite minerals replaced by fluorite at the Meghsan site. (D). Undissolved zircons packed in Meghsan fluorite. (E, F). Dissolution of zircons from Bou-Imtessene syenites and rare earths and Nb-U oxides within fluorite crystals at the Bou-Imtessene site.

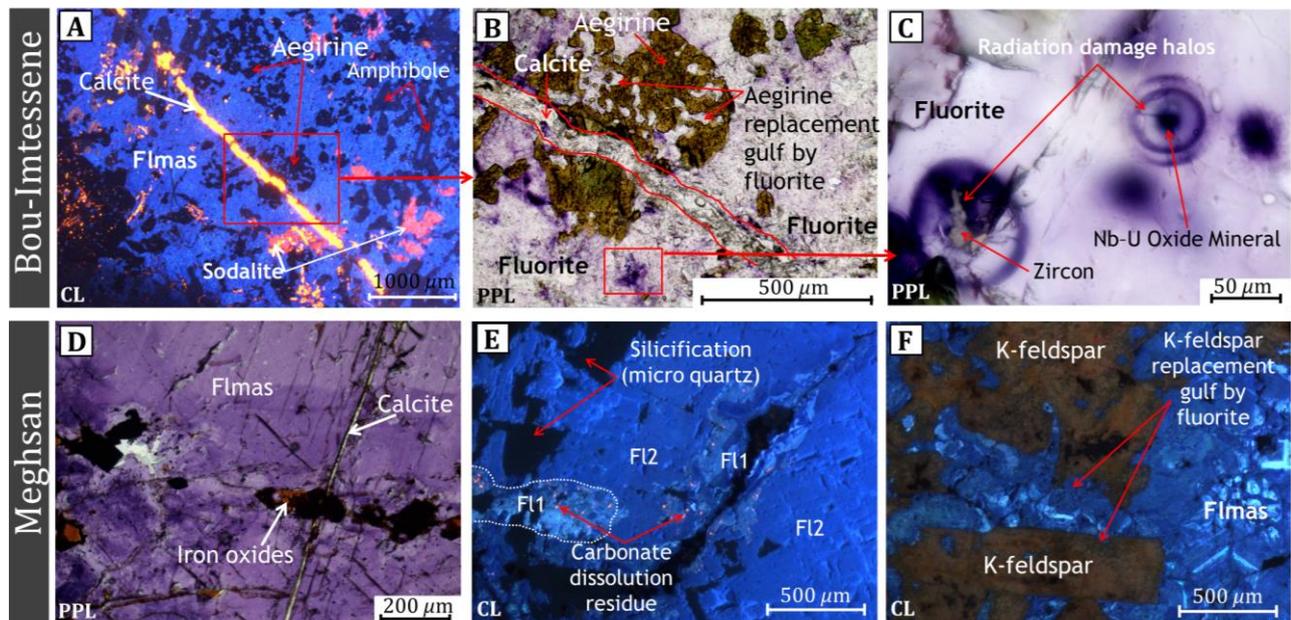


Figure 4.6: (A, B). Cathodoluminescence and plane polarized light photographs showing syenite minerals (e.g., Aegirine) replaced by fluorite at the Bou-Imtessene site and calcite later precipitated in the fractures intersecting this fluorite. (C). Irradiation halos the in fluorite of the Bou-Imtessene site. (Fl. Fluorite, Flmas: Massive fluorite). (D). Plane polarized light photograph of the paragenesis of fluorite mineralization at the Meghsan site showing calcite and iron oxides filling fissures intersecting the fluorite. (E). Cathodoluminescence image of the Meghsan fluorite showing a blue core packed with orange calcite residues (F1) surrounded by homogeneous blue fluorite (F2). (F). Cathodoluminescence image of potassium feldspars in brown replaced by fluorite.

## 2.4.2. Fluid inclusions

### 2.4.2.1. Fluid inclusion petrography and microthermometry

Primary and secondary inclusions were identified based on inclusion morphology, position relative to growth planes, and phase properties observed at room temperature (Roedder, 1979, 1984; Van den Kerkhof, 1988; Van den Kerkhof and Hein, 2001; Figure 4.7).

The bulk of the observed and analysed fluid inclusions in fluorite crystals correspond to two-phase (liquid + vapor) inclusions with sizes of 3-80  $\mu\text{m}$ , liquid phase dominant (Figure 4.7A, B), homogenizing in the liquid phase. These inclusions are interpreted as primary. Secondary inclusions were recognized at the Tabja and Meghsan sites in fluorite crystals. Only fluid inclusions at sites in direct spatial relationship with syenites, notably the Meghsan site, are multiphase, containing liquid, vapour and one or more solids (Figure 4.7E). Aqueous two-phase fluid inclusions in calcite, interpreted as primary, have been studied at the Bou-Izourane and Tabja sites (Figure 4.7G, H).

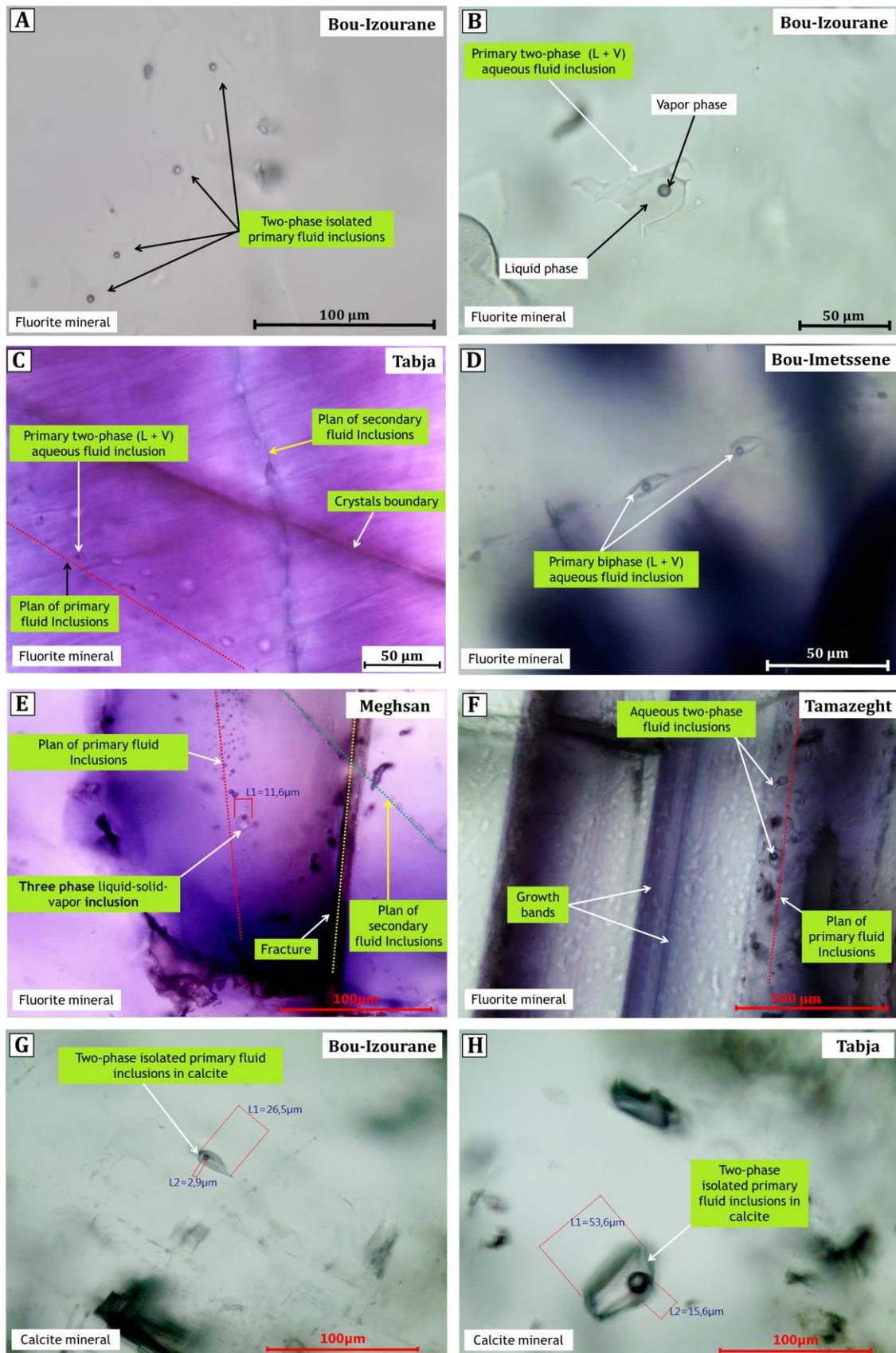


Figure 4.7: Representative plane polarized light photomicrographs of thick sections showing selected petrographic relationships and types of fluid inclusions hosted in fluorite and calcite at the various sites from the Bou-Izourane district and Tamazeght complex.

## Chapitre 4 : Origine des gisements de fluorite dans le district de Bou-Izourane et ses relations avec le complexe magmatique de Tamazeght

Upon cooling of inclusions in fluorite, freezing is observed between  $-63\text{ }^{\circ}\text{C}$  and  $-36\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Water ice is the only solid observed at low temperatures and the first melting of this water ice occurs between  $-30\text{ }^{\circ}\text{C}$  and  $-5\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Homogenization (Th) and freezing (Tf) temperatures, as well as temperatures of first ice melting (Te) and final ice melting (Tm) measured on primary and secondary two-phase inclusions trapped in fluorite and calcite crystals from different sites in the Bou-Izourane region and the Tamazeght complex, are presented in Table 2. Salinities are calculated from *Steele-MacInnis et al. (2012)* in the  $\text{H}_2\text{O}$ -NaCl system.

Table 4.2: Summary of fluid inclusion microthermometric data in fluorite crystals from different sites of the Bou-Izourane district and Tamazeght complex. (N.D. – not determined).

Sample	Mineral	Inclusion type	Number	Th ( $^{\circ}\text{C}$ ) $\pm 1$	Tf ( $^{\circ}\text{C}$ ) $\pm 1$	Te ( $^{\circ}\text{C}$ ) $\pm 1$	Tm ( $^{\circ}\text{C}$ ) $\pm 0.1$	Salinity (wt % NaCl <sub>eqv</sub> )
Bou-Izourane	Fluorite	Primary	23	[91 to 159]	[-42 to -39]	[-24 to -17]	[-2.1 to -0.5]	[0.8 to 3.5]
	Calcite	Primary	10	[107 to 119]	[-40 to -37]	N.D	[-1.2 to -0.7]	[0.9 to 2.8]
Bou-Kharouba	Fluorite	Primary	14	[96 to 125]	[-39 to -36]	[-25 to -16]	[-1.3 to -0.6]	[0.9 to 2.9]
Takkat	Fluorite	Primary	15	[108 to 141]	[-42 to -39]	[-30 to -24]	[-1.8 to -0.9]	[1.5 to 3.1]
Tabja	Fluorite	Primary	58	[99 to 198]	[-43 to -38]	[-12 to -10]	[-2 to -0.7]	[1.2 to 3.4]
		Secondary	25	[79 to 169]	[-42 to -39]	[-14 to -9]	[-1.8 to -0.6]	[1.0 to 3]
	Calcite	Primary	20	[110 to 142]	[-43 to -37]	N.D	[-1.7 to -0.5]	[0.9 to 2.9]
Meghsan	Fluorite	Primary	26	[169 to 241]	[-44 to -39]	[-13 to -5]	[-2.2 to -1.2]	[2.1 to 3.7]
		Secondary	22	[101 to 287]	[-41 to -38]	[-11 to -5]	[-2 to -0.9]	[1.5 to 3.4]
Tamazeght	Fluorite	Primary	27	[115 to 143]	[-42 to -39]	[-14 to -8]	[-1.6 to -0.1]	[0.2 to 2.7]
Bou-Imetssene	Fluorite	Primary	15	[126 to 187]	[-63 to -57]	[-23 to -21]	[-15.3 to -13.8]	[17.6 to 18.9]

For fluorite crystals, homogenization temperatures of primary fluid inclusions from the Bou-Izourane site show a unimodal distribution, with temperatures ranging from  $91\text{ }^{\circ}\text{C}$  to  $159\text{ }^{\circ}\text{C}$  and a mean homogenization temperature value of  $123\pm 15\text{ }^{\circ}\text{C}$  ( $n=23$ ) (*Figure 4.8A*). Salinities vary between 0.8 and 3.5 wt% equiv. NaCl. The calcite at Bou-Izourane shows fluid inclusions with homogenization temperatures ranging from  $107$  to  $119\text{ }^{\circ}\text{C}$  with an average value of  $113\pm 4\text{ }^{\circ}\text{C}$  ( $n=10$ ) as a unimodal distribution (*Figure 4.8A*). At Bou-Kharouba, homogenization temperatures ranged from  $96$  to  $125\text{ }^{\circ}\text{C}$  with a mean value of  $112\pm 7\text{ }^{\circ}\text{C}$  ( $n=14$ ) (*Figure 4.8C*), salinity being between 0.9 to 2.9 % NaCl equivalent weight. At Takkat, the average homogenization temperature is  $126\pm 8\text{ }^{\circ}\text{C}$  ( $n=15$ ) and the salinity varies between 1.5 and 3.1 wt. % NaCl equivalent (*Figure 4.8B*). At Tamazeght, the inclusions are homogenized at temperatures ranging from  $115$  to  $143\text{ }^{\circ}\text{C}$  with an average value of  $129\pm 6\text{ }^{\circ}\text{C}$  ( $n=27$ ) (*Figure 4.8G*) and have a salinity between 0.2 and 2.7 wt. %

NaCl equivalent.

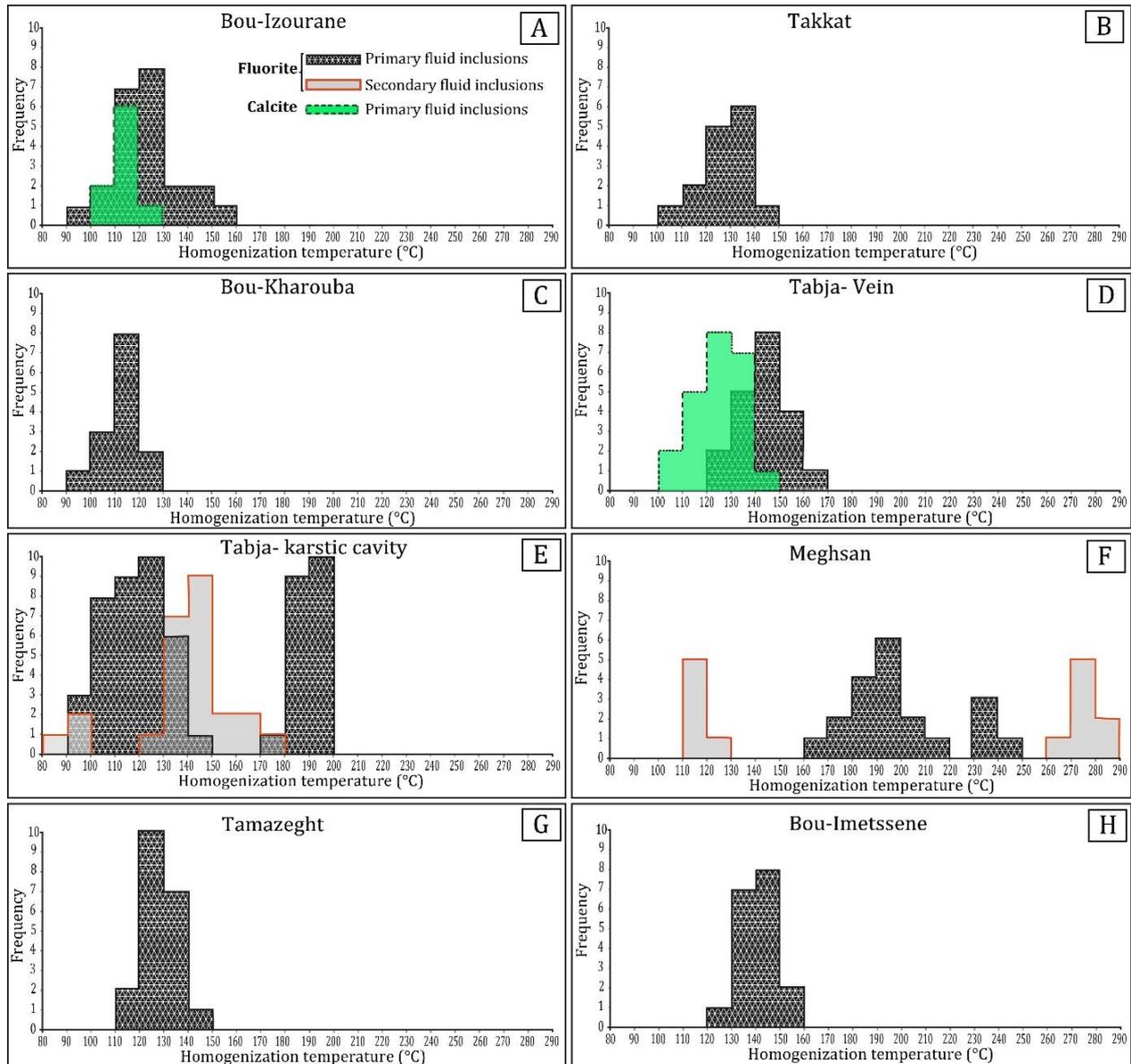


Figure 4.8: Frequency histograms of homogenization temperatures for primary and secondary inclusions in fluorite and calcite crystals from Tamazeght complex and Bou-Izourane F district.

At the Tabja and Meghsan sites, homogenization temperatures in fluorite are higher (Appendix A (Fig. A.5)). At the Tabja site, the Th of the primary fluid inclusions (n=58) show a bimodal histogram centred at 90-150 °C and 180-200 °C, and the secondary fluid inclusions (n=25) show temperatures centred between 80-100 °C and 120-180 °C (Figure 4.8D, E). The average salinity of the primary fluid inclusions in the fluorite is close to 2.4 wt% equiv. NaCl. For Meghsan fluorite, Th ranges from 169 to 241 °C with an average value of  $200 \pm 21$  °C (n=26) (Figure 4.8D), and salinities range from 2.1 to 3.7 wt% equiv. NaCl. For the same sample, homogenization of secondary fluid inclusions (n=22) occurs between 101 and 287 °C, following a bimodal

distribution centred at 110-120 °C and 270-280 °C (Figure 4.8D). The Tabja calcite has primary fluid inclusions with homogenization temperatures varying between 110 and 142 °C in a unimodal distribution (Figure 4.8D). At the Bou-Imetssene site, fluid inclusions in fluorite are very rare, and homogenization temperatures are comparable and vary between 127 and 187 °C (Figure 4.8H). On the other hand, salinity is much higher than at the other sites and varies between 17.6 and 18.9 wt% equiv. NaCl.

#### 2.4.2.2. Raman spectroscopy

The solid phases in the inclusions of the Meghsan fluorite crystals have been identified by Raman spectroscopy and correspond to nahcolite ( $\text{NaHCO}_3$ ), strontianite ( $\text{SrCO}_3$ ) and hexahydrate ( $\text{MgSO}_4 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ ). Their frequent presence within the fluid inclusions of a same plane means that they can be identified as secondary solid phases (i.e., precipitated in situ by supersaturation during the cooling of the fluid). The rarest occurrences of barite ( $\text{BaSO}_4$ ) could be interpreted as accidental trapping. Dissolved phosphate is also present in the liquid phase (Figure 4.9A, B).

At the Tabja site, calcite and whewellite ( $\text{Ca}(\text{C}_2\text{O}_4) \cdot \text{H}_2\text{O}$ ) are identified as solid phases, with dissolved phosphates and carbonates in the liquid phase. In the Tamazeght site, the fluid inclusions are rich in dissolved  $\text{CO}_2$ . Finally, the fluorite crystals at Bou-Imetssene contain solid carbonates, while the liquid phase contains NaCl and dissolved phosphates. For these sites, the origin of the solid phases within the inclusions remains uncertain.

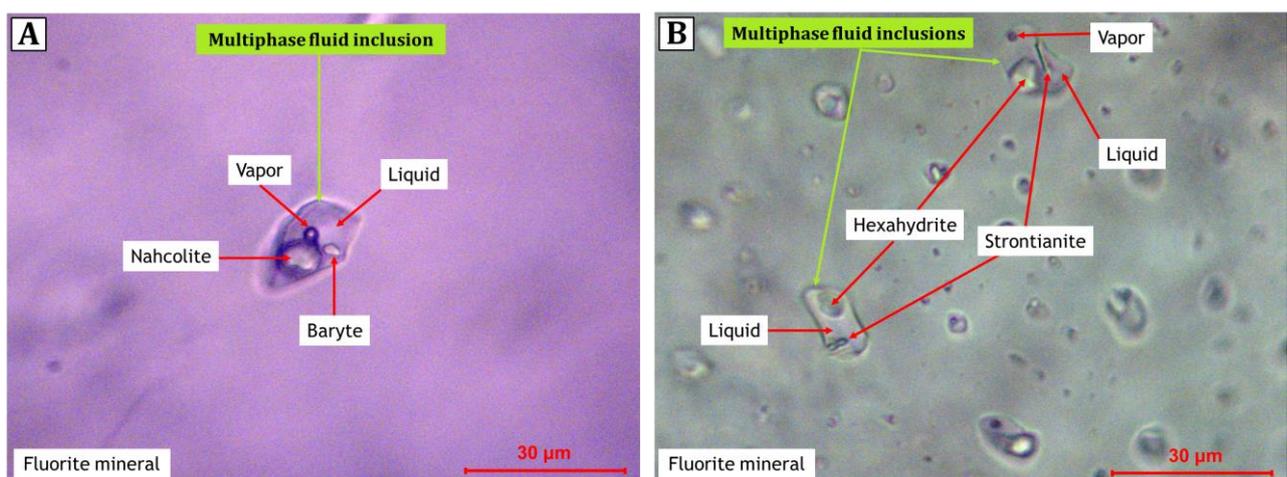


Figure 4.9: Photomicrographs of multiphase fluid inclusions in Meghsan fluorite deposit.

#### 2.4.3. Carbon and oxygen stable isotope composition

Stable oxygen isotope compositions are similar between calcites from the two sites (Table

3). The  $\delta^{18}\text{O}$  value of the Tabja calcite (Figure 4.4A-C) is  $-17.1$  ‰ V-PDB. The  $\delta^{18}\text{O}$  of the Bou-Izourane calcite (Figure 4.3A, B) is  $-18.7$ ‰ V-PDB. The  $\delta^{13}\text{C}$  values are also comparable between the two calcites ( $-0.7$  ‰ V-PDB in Tabja calcite and  $-0.8$  ‰ V-PDB in Bou-Izourane calcite).

Table 4.3: Isotopic compositions  $\delta^{18}\text{O}$  V-PDB and  $\delta^{13}\text{C}$  V-PDB of the calcite filling the fluorite fractures collected in the Tabja site ( $C_{Ta}$ ) and the Bou-Izourane site ( $C_{Bz}$ ).

Sample	Mineral	Th (°C)	$\delta^{18}\text{O}$ ‰ <sub>V-PDB</sub>	$\delta^{13}\text{C}$ ‰ <sub>V-PDB</sub>
Tabja	Calcite ( $C_{Ta}$ )	[115 to 142]	$-17.1$	$-0.7$
Bou-Izourane	Calcite ( $C_{Bz}$ )	[107 to 119]	$-18.7$	$-0.8$

#### 2.4.4. Fluorite elemental composition

##### 2.4.4.1. REE distribution

Detailed results of trace element analyses in fluorite and calcite from each mineralized site are listed in Table S2, S3 (Appendix B). Average trace element concentrations measured in fluorite by LA-ICP-MS are summarized in Table 4. Fluorite hosted in syenites and skarns at the Bou-Imetssene site is enriched in rare earth elements (REE) ( $\Sigma\text{REE}$  between 4 ppm and 573 ppm with an average of 61.5 ppm) compared to the other mineralized sites. The REE distributions of this fluorite, normalized to the chondrites (Sun and McDonough, 1989; Figure 4.10A, B), show enrichment in light rare earths (LREE) relative to heavy rare earths (HREE) ( $\text{La}_N/\text{Gd}_N = 4.1-142.4$ ;  $\text{Gd}_N/\text{Yb}_N = 0.8-9.7$ ;  $\text{La}_N/\text{Yb}_N = 9.2-357.4$ ). Calcite shows a similar REE distribution to that of the associated fluorite at the Bou-Imetssene site, with  $\Sigma\text{REE}$  ranging from 116 ppm to 206 ppm. Fluorites from the other six sites in the Bou-Izourane district and the Tamazeght complex show that despite their variations in colour and texture, they have comparable, parallel and flat rare-earth distributions (Figure 4.10C-H). The sum of the REEs concentrations varies between sites: Bou-Izourane (2- 55 ppm), Bou-Kharouba (13- 57 ppm), Takkat (3- 124 ppm), Tabja (0.6- 21 ppm), Meghsan (4- 71 ppm) and Tamazeght (8- 263 ppm). Rare-earth fractionation in fluorites from these six sites is low ( $\text{LREE}_N/\text{HREE}_N = 0.23- 6.53$ ;  $\text{La}_N/\text{Gd}_N = 0.09- 33.94$ ;  $\text{Gd}_N/\text{Yb}_N = 0.15- 3.07$ ;  $\text{La}_N/\text{Yb}_N = 0.13 - 27.14$ ; Figure 4.11). The REE distribution of fluorite-associated calcites from these six sites in the Bou-Izourane area and Tamazeght complex (Fig. 10C, D, E, G, H) resemble the REE distributions of fluorites, but are less enriched in heavy REEs (Figure 4.10E, G, H).

Table 4.4: Elemental composition of fluorite from the different sites of the Bou-Izourane district and Tamazeght complex. bdl: below detection limit.

Chapitre 4 : Origine des gisements de fluorite dans le district de Bou-lzourane et ses relations avec le complexe magmatique de Tamazeght

Site	Fluorite			Bou-lzourane (n=22)			Bou-Kharouba (n=9)			Meghsan (n=15)			Tabja (n=15)			Takkat (n=16)			Tamazeght (n=59)				
	Min.	Max.	Avg.	Min.	Max.	Avg.	Min.	Max.	Avg.	Min.	Max.	Avg.	Min.	Max.	Avg.	Min.	Max.	Avg.	Min.	Max.	Avg.		
Trace element (ppm)																							
Mg	46	950	498	43	94	68.5	63	127	95	46	73	59.5	45	74	59.5	40	82	61	46	81	63.5		
Ca	600000	830000	715000	542000	860000	701000	630000	910000	770000	589000	767000	678000	600000	900000	750000	610000	810000	710000	603000	920000	761500		
Sr	410	660	535	108	920	514	270	850	560	4900	9400	7150	38	1900	969	91	860	475.5	350	2220	1285		
Y	0.38	4.5	2.44	2.39	65	33.69	22.1	67	44.55	12.2	34	23.1	0.008	6.8	3.41	2	51	26.5	0.42	76	38.21		
La	1.31	17	9.15	0.078	37	18.54	0.39	17	8.69	0.118	21	10.56	0.1	11	5.55	0.5	28	14.25	0.369	39	19.68		
Ce	1.44	6	3.72	0.095	23.5	11.8	0.79	13.5	7.14	0.28	42	21.14	0.12	5.9	3.10	1.03	46	23.51	0.085	27	13.5		
Pr	0.131	19.7	9.92	0.035	1.65	0.84	0.2	2.4	1.29	0.059	1.24	0.65	0.01	0.93	0.47	0.113	9.6	4.86	0.0127	8.1	4.06		
Nd	0.25	39	19.62	0.222	6.7	3.46	2	10.9	6.45	0.25	3.9	2.08	0.008	3.05	1.52	0.54	38	19.27	0.075	25.6	12.84		
Sm	0.014	5.2	2.61	0.033	1.9	0.97	1.35	6	3.675	0.211	1.17	0.69	bdl	0.58	0.29	0.063	5	2.53	0.013	4.6	2.31		
Eu	0.007	1.22	0.61	0.015	0.8	0.41	0.33	1.34	0.835	0.087	0.558	0.32	bdl	0.158	0.08	0.02	1	0.51	0.0077	1.41	0.71		
Gd	0.012	3.08	1.54	0.096	3.6	1.85	1.88	8.7	5.29	0.303	2.5	1.40	bdl	1.29	0.65	0.055	4.1	2.08	0.035	6	3.02		
Tb	bdl	0.39	0.19	0.012	0.45	0.23	0.27	1.8	1.035	0.057	0.45	0.25	bdl	0.161	0.08	0.015	0.64	0.33	0.0047	1.04	0.52		
Dy	bdl	2.2	1.10	0.082	3.5	1.79	1.67	8.2	4.935	0.38	4	2.19	bdl	1.4	0.7	0.08	4	2.04	0.0103	9	4.51		
Ho	bdl	0.37	0.18	0.03	0.84	0.43	0.45	2	1.225	0.067	0.65	0.36	bdl	0.35	0.17	0.039	0.95	0.49	0.0026	2.41	1.21		
Er	bdl	1.78	0.89	0.069	2.7	1.38	1.1	4.5	2.8	0.283	2.08	1.18	bdl	1.14	0.57	0.07	2.67	1.37	0.0055	6.5	3.25		
Tm	bdl	0.2	0.10	0.005	0.51	0.26	0.127	0.77	0.448	0.036	0.3	0.17	bdl	0.127	0.06	0.0117	0.33	0.17	0.0011	1.8	0.90		
Yb	bdl	2.33	1.16	0.066	2.9	1.48	0.66	3.7	2.18	0.238	1.83	1.03	bdl	0.91	0.45	0.082	2.02	1.05	0.016	5.3	2.65		
Lu	bdl	1.1	0.55	0.008	0.46	0.24	0.07	0.6	0.335	0.03	0.23	0.13	bdl	0.151	0.075	0.007	0.29	0.15	0.001	0.77	0.38		
Th	bdl	0.6	0.3	bdl	8.4	4.2	1.04	9.8	5.42	bdl	1.5	0.75	bdl	1.8	0.90	0.5	6.3	3.4	0.49	6.5	3.49		
U	bdl	0.69	0.35	bdl	0.071	0.038	0.009	0.098	0.05	bdl	0.034	0.017	bdl	0.19	0.095	0.007	0.083	0.045	0.091	0.72	0.405		
Tb/Ca	8.28E-11	4.75E-07	6.44E-08	1.84E-08	5.63E-07	1.61E-07	3.82E-07	2.27E-06	8.45E-07	8.63E-08	6.82E-07	1.99E-07	4.66E-09	2.33E-07	5.95E-08	2E-07	9.27E-07	4.46E-07	6.31E-09	1.54E-06	7.23E-07		
Tb/La	3.48E-05	0.01603	0.00397	0.00141	0.37003	0.05564	0.01594	1.45038	0.47347	0.00333	0.89830	0.19891	0.00153	0.28571	0.05599	0.00185	1.16	0.14145	0.00030	1.0298	0.16259		
Y/Ho	22.12	258.82	131.03	35.75	134.67	76.85	44.91	65.33	54.55	93.39	182.09	130.27	37.39	93.10	58.48	42.25	73.87	57.54	27.44	68.46	50.94		
ΣREE	4.02	573.06	61.53	2.2304	54.98	18.34	13.324	57	33.04	4.091	70.91	13.06	0.60	20.86	5.89	3.1229	124.39	33.58	7.756	263.13	45.84		
ΣLREE 4	572.07	60.85	0.7475	54.32	15.64	8.86	42.4	8.86	23.9	1.994	61.37	10.16	0.49	17.05	4.97	2.781	122.74	28.18	6.159	259.35	35.42		
ΣHREE 0.009	7.71	0.69	0.316	11.36	2.69	4.464	21.57	9.15	1.25	9.54	2.89	0.01	3.95	0.92	0.3419	10.69	5.39	0.0412	24.17	10.42			

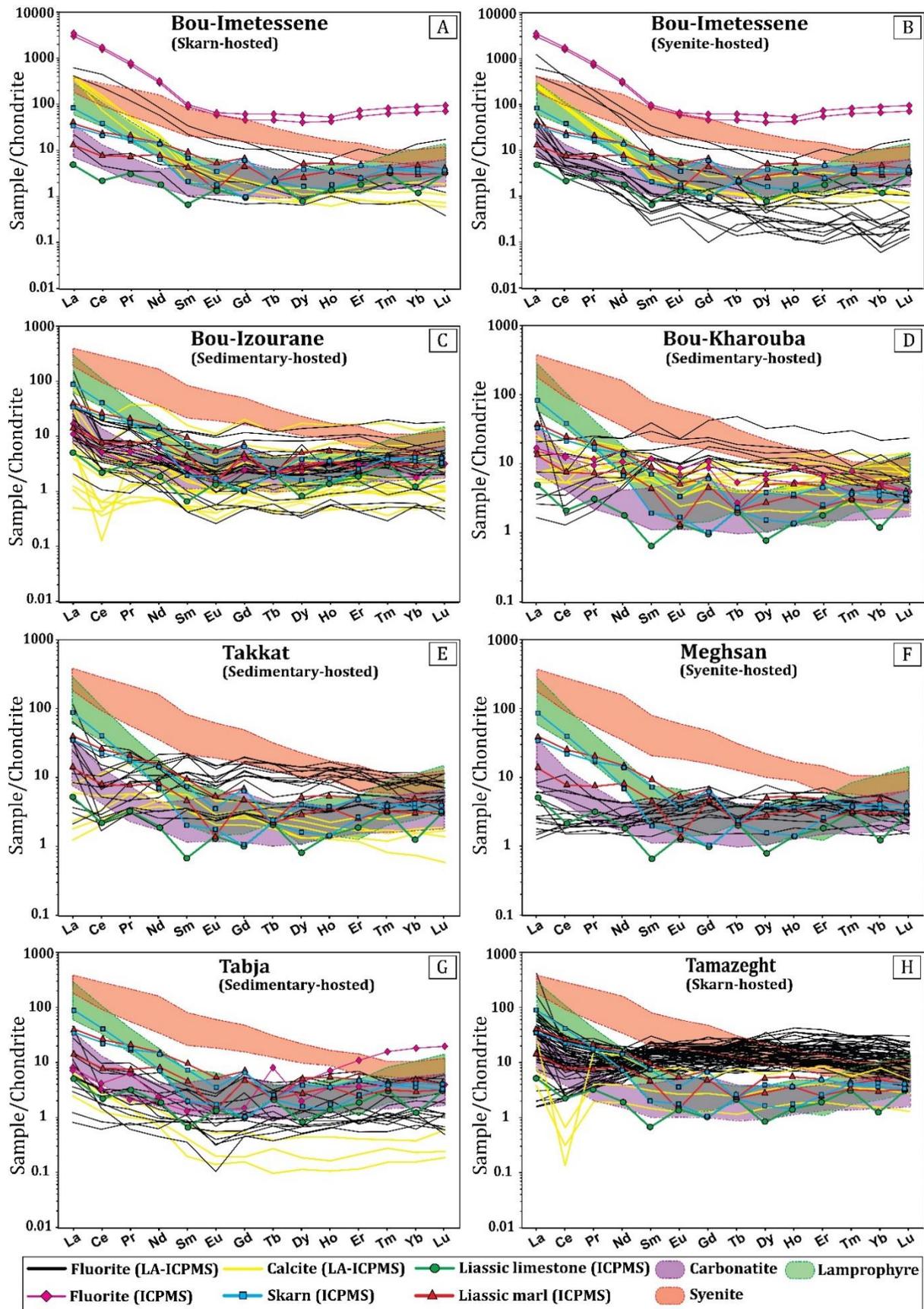


Figure 4.10: Chondrite-normalized REE patterns of fluorites, calcites and hosted rocks at sites in the study area (Sun and McDonough 1989). (A, B). Bou-Imetessene. (C) Bou-Izourane. (D) Bou-Kharouba. (E) Takkat. (F) Meghsan. (G) Tabja. (H) Tamazeght.

2.4.4.2. Other trace elements

Concentrations of other trace elements in the fluorite at the different sites show significant variations, notably in Y (0 to 76 ppm), Sr (38 to 9400 ppm), Mg (40 to 950 ppm), Th (0 to 10 ppm) (Figure 4.12). Uranium concentration ranges from 0.1 to 0.7 ppm in the Bou-Imtessene and Tamazeght sites, which are hosted in direct contact with the syenites and skarns (Figure 4.12E). Fluorites from the Bou-Imtessene and Meghsan sites have relatively high concentrations of Mg (46 to 950 ppm) and Sr (4900 to 9400 ppm), respectively (Figure 4.12A, D).

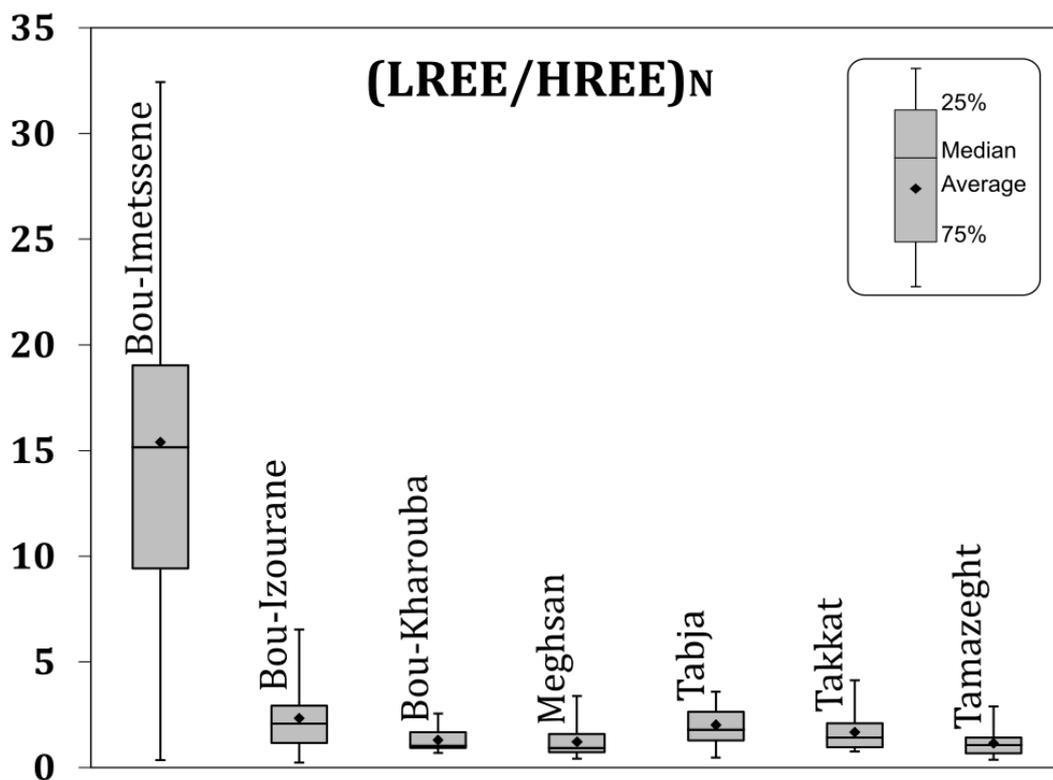


Figure 4.11. Box-whisker diagram of (LREE/HREE) <sub>N</sub> fractionation for the fluorite from sites in the Bou-Izourane region and Tamazeght complex. N: Normalization to chondrite (Sun and McDonough, 1989).

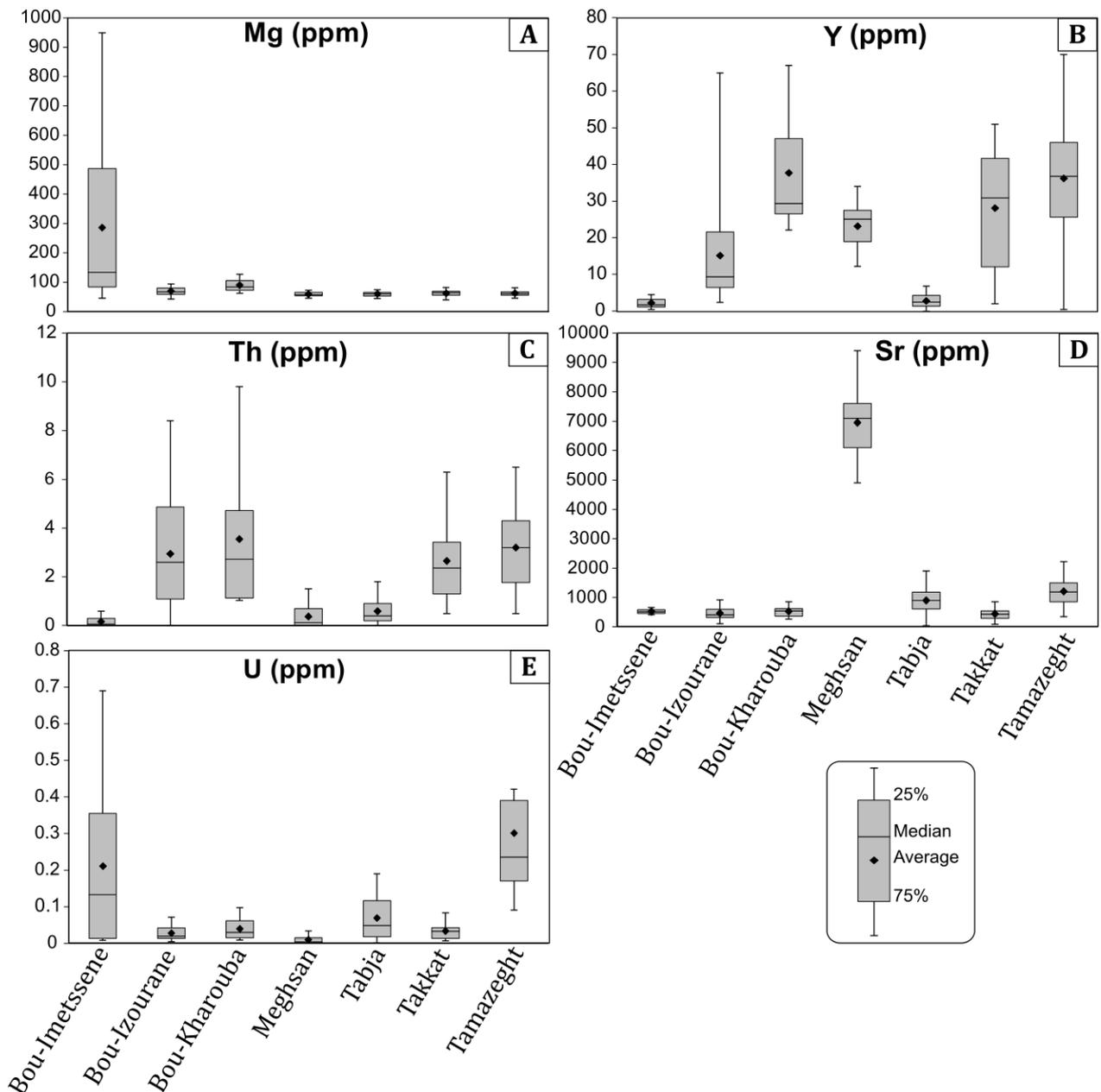


Figure 4.12: Box-whisker diagram of trace element concentrations for the fluorite from sites in the Bou-Izourane region and Tamazeght complex.

## 2.5. Discussions

### 2.5.1. Paragenetic sequence of fluorite mineralization

The general paragenesis of these fluorite mineralizations, whichever site is considered, comprises three stages (Figure 4.13).

- (1) An initial phase of fluorite emplacement associated with the dissolution of the host rock. Fragments of calcite from the host rock are included as enclaves in the cores of the euhedral fluorite for sites located in the sedimentary cover (Figure 4.3D). For the Meghsan

and Bou-Imtessene sites, the fluorite-parental fluids interacted with the syenites and almost completely replaced their primary minerals (mainly aegirine and potassium feldspars) (Figure 4.6 and 4.5C). Some zircon crystals are very strongly dissolved in the Bou-Imtessene site with the release of Nb-U oxides, originally in inclusions in zircons (Figure 4.5E, F). These undissolved Nb-U oxides produce radiation halos in the fluorite, similar to those documented by Dill and Weber, (2010) (Figure 4.6C). The presence of fluorine increases the solubility of zircon and the mobility of Zr in magma-derived hydrothermal fluids in alkaline peralkaline rocks (Salvi et al., 2000; Sheard et al., 2012). At Bou-Imtessene, where zircons are highly dissolved, fluids are NaCl-rich (~18 wt% equiv. NaCl) whereas at Meghsan where fluids are much less saline (~2 wt% equiv. NaCl), zircons are preserved (Figure 4.5D). The dissolution of zircon at the Bou-Imtessene site would therefore be due to the circulation of fluorine-rich saline alkaline fluids.

- (2) A phase of fracturing and clogging by calcite that partially replaces fluorite (Figure 4.4A-C and 4.5B). In the literature (e.g., Putnis, 2009; Gigoux et al., 2016), many fluorite deposits show replacement of calcite by fluorite, but the reverse is very rarely documented. Experimental studies (e.g., Ramamohana et al., 1993; Stefánsson et al., 2013; Sar et al., 2020) show that fluorite dissolution is facilitated by the presence of sodium bicarbonate, which leads to calcite precipitation under conditions of low temperatures (70-95 °C) and alkaline pH (>7). Therefore, under alkaline conditions, CaF<sub>2</sub> dissolves because the Ca<sup>2+</sup> content in solution is limited by the precipitation of CaCO<sub>3</sub> in the presence of CO<sub>3</sub><sup>2-</sup> ions (Stefánsson et al., 2013). Further dissolution of fluorite is favoured when dissolved Ca<sup>2+</sup> is removed by precipitation of calcite.
- (3) The third stage consists of micro-quartz (up to 60 µm-large) and corresponds to a silicification phase that altered the fluorite and calcite crystals. The fluorite deposit of Bou-Izourane and the Tamazeght complex is added to the deposits reported worldwide that have undergone intense silicification of the mineable minerals (Figure 4.2H). Silicification may result from either late cooling of the mineralizing fluid or late circulation of a different fluid leading to the replacement of fluorite by micro-quartz (Burisch et al., 2017). Since there is no evidence of interaction between the mineralizing fluid and another fluid, we assume that silicification is controlled by the late circulation of fluids undergoing a decrease in temperature, perhaps associated with cooling of the constituent rocks of the Tamazeght complex.

(4) A fourth stage is recognized at the Meghsan site with the precipitation of iron oxides that fill cracks intersecting fluorite and calcite.

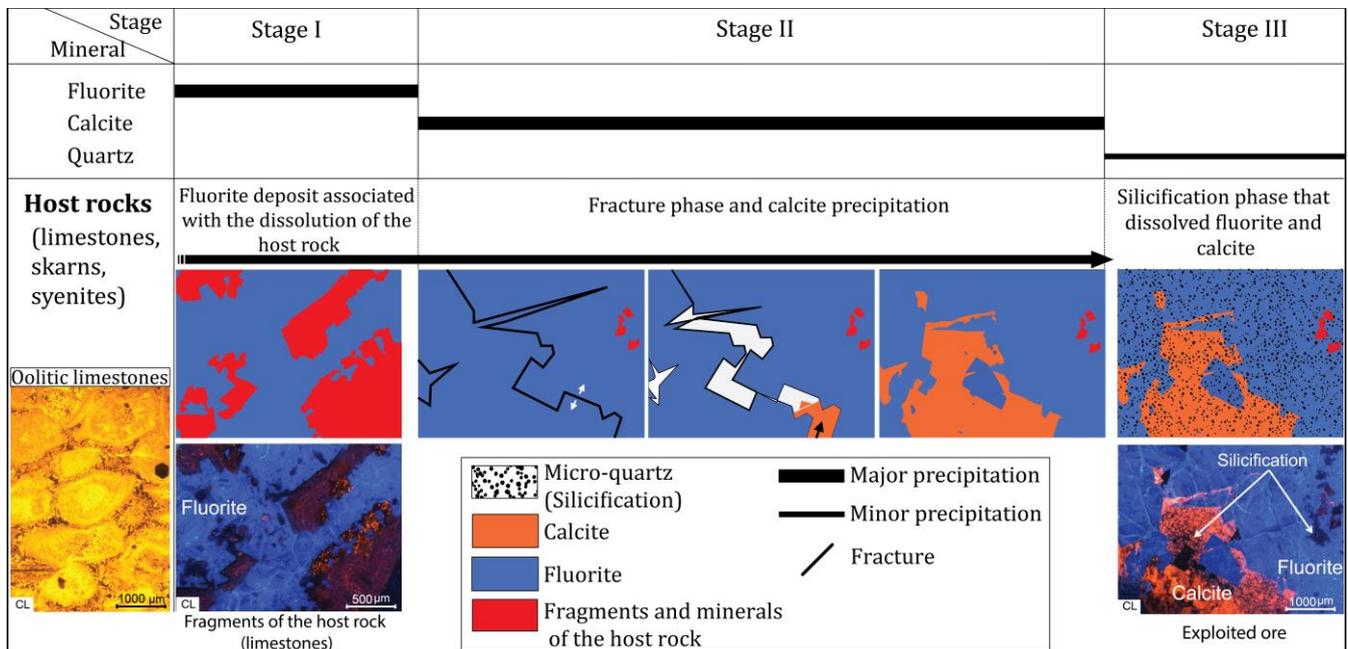


Figure 4.13: General paragenetic sequence of the fluorite deposits of the Bou-Izourane district and Tamazeght complex.

### 2.5.2. Fluorite color insight

The origin of fluorite color has been commonly attributed to color centers (Bill, 1982; Gu et al., 2011; Aoki et al. 2015; Gaft et al., 2020), rare earth element impurities (Bill and Calas, 1978; Kempe et al., 2002; Dill and Weber, 2010), and calcium colloids (Allen, 1952; Mackenzie and Green, 1971; Braithwaite et al., 1973; Galwey et al., 1979). Fluorites from the Bou-Izourane district are predominantly light violet, lilac violet to dark violet in color. The purple to black color of the fluorite appears to be due primarily to colloidal calcium particles (Allen, 1952; Mackenzie and Green, 1971; Braithwaite et al., 1973; Galwey et al., 1979), whose size determines the color (Goebel, 1930): small particles yield green crystals, while increasing aggregate size produces blue, purple, and black crystals (Allen, 1952). The latter colors (purple to black) have also been related to radiation and mechanical damage due to radioactive inclusions, and is manifested by the irregular distribution of color "pleochroic halos" that originates from radiation (Goebel, 1930; Braithwaite et al., 1973; Vochten and Geys, 1977). The petrographic study shows that secondary purple lilac color in the form of radiation halos at the Bou-Imetssene site is related to radiation and mechanical damage caused by radioactive "uranpyrochlore" inclusions in the fluorite.

### 2.5.3. Origin of ore-forming fluids

#### 2.5.3.1. Calcite stable isotopic composition

The origin of the fluids can be approximated by the O stable isotope of the mineral matrix provided that the crystallization temperatures are known. In order to interpret this data to characterize the fluids from which the fluorites originated, we assume here that the calcites and fluorites were deposited from the same fluid. This is suggested by the fact that the homogenization temperatures and fluid inclusion salinities for calcite and fluorite are of the same order and that the geochemical signatures (rare earth distributions) are also comparable.

The measured Th of the Tabja calcite and Bou-Izourane calcite corresponds to the minimum temperature at which the fluid inclusions were trapped. However, a pressure correction must be applied to determine the trapping temperature (Tt) of the fluid inclusions, which also corresponds to the crystal growth temperature in the absence of post-trapping deformation (*Goldstein and Reynolds, 1994*). Pressure correction requires an estimate of the fluid entrapment pressure. Exhumation rates derived from low-temperature thermochronology in the Central High Atlas, estimated at ~0.05 km/Ma (*Lanari et al., 2020*), indicate that burial in the Bou-Izourane district has never exceeded 2 km since the emplacement of the middle Eocene Tamazeght magmatic intrusion ( $44 \pm 4$  Ma; *Tisserant et al., 1976*). Assuming that the Lower Jurassic in the study area is generally under a hydrostatic pressure regime (hydrostatic gradient of 100 bar/km), the maximum trapping pressure is about 200 bar. The trapping temperature of fluid inclusions in the Tabja calcite is then estimated at  $\sim 143 \pm 8$  °C, and  $\sim 122 \pm 3$  °C in the Bou-Izourane calcite (*Figure 4.14A*). Thus, using these trapping temperatures, the calculated  $\delta^{18}\text{O}$  values of mineralizing fluids for the Tabja site are between  $-5.5$  ‰ and  $-1.6$  ‰ V-SMOW (av.  $-3.6$  ‰ V-SMOW, *Figure 4.14B*). For Bou-Izourane, the  $\delta^{18}\text{O}$  values of the parent fluid are between  $-3.3$  ‰ and  $-2$  ‰ V-SMOW (av.  $-2.6$  ‰ V-SMOW, *Figure 4.14B*). The average  $\delta^{18}\text{O}$  values of the parent fluid are therefore very close (*Figure 4.14B*). These compositions reflect a dominant meteoric origin (*Figure 4.15A*), consistent with the low salinities of the fluid inclusions, with the exception of Bou-Imtessene.

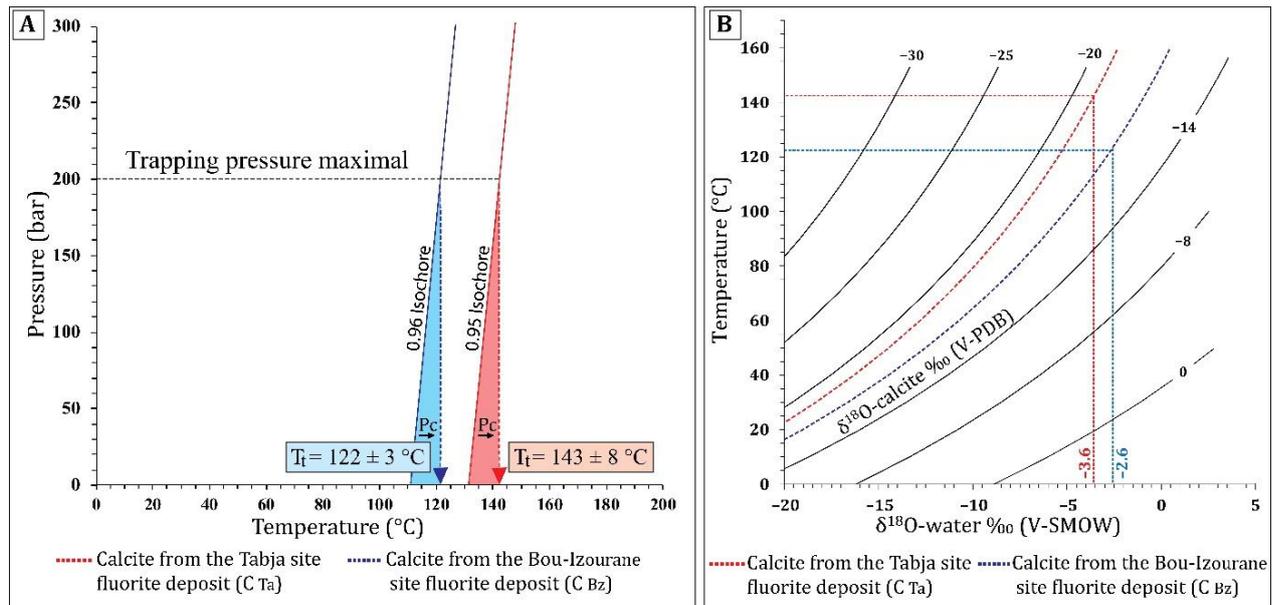


Figure 4.14: (A). Pressure correction ( $P_c$ ) applied on fluid inclusions hosted in calcites from the Bou-Izourane district to calculate the trapping temperature ( $T_t$ ); (B). Oxygen isotopic values of calcite associated with fluorite plotted on the temperature-dependent, calcite-water oxygen fractionation curve of Zheng (1999).

### 2.5.3.2. Fluorite

Most carbonatite-related fluorite mineralizations in the world that have been interpreted as being derived from late-magmatic fluids (Amba Dongar, India, *Palmer and Williams-Jones, 1996*; Itapirapuã, Brazil, *Andrade et al., 1999*; Okorusu, Namibia, *Bühn et al., 2002*), show wide ranges of homogenization temperatures (100 to 500 °C) and salinities. Therefore, low-temperature, low-salinity fluid inclusions in fluorites derived from late-magmatic fluids have been considered to reflect a mixture between a late-magmatic F-bearing fluid and meteoric water (*Simonetti and Bell, 1995*; *Palmer and Williams-Jones, 1996*). Common daughter minerals in fluid inclusions hosted in fluorite are carbonates, strontianite, nahcolite, shortite, sulfates, and alkali, alkaline earth and rare earth chlorides. Carbon dioxide is frequently detected in the vapour phase (*Palmer and Williams-Jones, 1996*; *Xu et al., 2012*; *Redina et al., 2020*; *Bühn et al., 2002*; *Kynicky et al., 2019*; *Öztürk et al., 2019*; *Rankin et al., 2003*; *Smith et al., 2015*; *Redina et al., 2021*; *Prokopyev et al., 2020*).

Raman spectroscopy, microthermometry data of fluid inclusions ( $T_h$  and  $T_m$ ) and oxygen isotope compositions obtained in the calcite from the Bou-Izourane district show two origins for the fluorite. Fluorite mineralizing fluids from sites hosted in Liassic carbonate rocks (i.e., Bou-Izourane, Bou-Kharouba, and Takkat), with the exception of Tabja, have low salinities (1.5 to 3 wt% NaCl equiv.). This suggests a primary contribution of meteoric waters. The Tamazeght complex

then acts as a heat source.

The Tamazeght site hosted in skarns to the NW of the Tamazeght complex, the Tabja site in Liassic carbonate rocks, and the Meghsan site hosted in Tamazeght syenites to the SE of the complex, are characterized by the same range of salinity as the other sites, but with a slight rise in temperature centred around 160 °C. Fluorites in the latter three sites exhibit fluid inclusions containing nahcolite ( $\text{NaHCO}_3$ ), calcite and strontianite ( $\text{SrCO}_3$ ), and are sometimes rich in dissolved  $\text{CO}_2$ . This reflects the participation of late-magmatic fluid in the precipitation of fluorite at these three sites.

For Bou-Imtessene, the mineralizing fluids have temperatures close to those of the other sites, but the salinity is very high, reaching 18 wt % NaCl equiv. (Figure 4.15B). Several phenomena are commonly invoked to explain high NaCl contents in geofluids: (1) basinal brine percolation (Sizaret et al., 2004), (2) local dissolution of evaporitic minerals (Bakelli et al., 2022; Boiron et al., 2002), (3) boiling processes (Darimont and Coipel, 1982; Sizaret et al., 2004) and (4) participation of late-magmatic fluids (Palmer and Williams-Jones, 1996; Bühn et al., 2002; Redina et al., 2021). As the presence of evaporites is not mentioned locally, and in the absence of boiling markers in the fluid inclusion record, we propose a local concentration of NaCl by late-magmatic fluids and/or the interaction between the mineralizing fluid and Na- and Cl-rich syenite minerals (albite, sodalite, biotite and amphibole) (Wang et al., 2016).

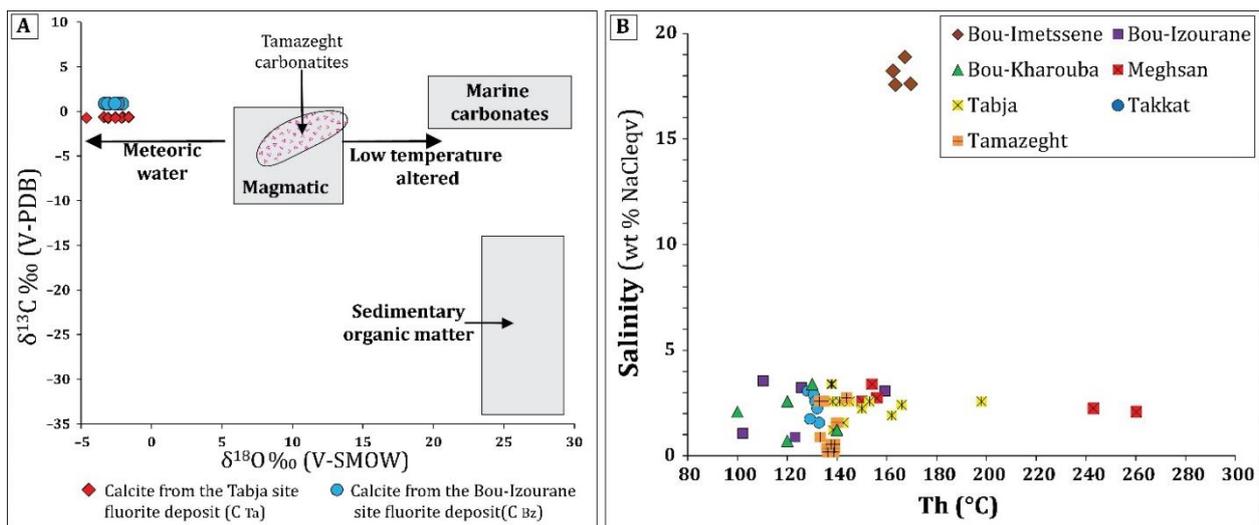


Figure 4.15: (A).  $\delta^{18}\text{O}$  versus  $\delta^{13}\text{C}$  diagram of calcites from the Bou-Izourane district. The fields for marine carbonates, magmatic and sedimentary organic matter are after Liu et al., 2007; Tamazeght (Tamazert) carbonatites is from Bouabdellah et al., 2010b; (B). Homogenization temperature (Th) versus salinity diagram of primary fluid inclusions of fluorite crystals from the Bou-Izourane district and Tamazeght complex.

#### 2.5.4. Evidence of fluid-rock interactions

*Salvi et al. (2000)* demonstrated that high field strength elements (HFSE), specifically REE, Zr, Ti, and Nb, are mobilized during a short duration and spatially limited hydrothermal alteration in the nepheline syenites and pegmatites of Tamazeght. The mobilization of these HFSE occurs through OH-F complexation, which requires a fluid with a high concentration of fluorine (F) and a temperature of about 300°C, with the quasi-total absence of calcium (Ca). This phenomenon is explained by the presence of F-rich residual brine (25 wt % equiv. NaCl) exsolved from the most evolved Tamazeght pegmatites, which leaches HFSE (*Salvi et al., 2000*). These considerations mainly indicate that the magmatic-hydrothermal activity associated with the emplacement of the Tamazeght complex during the Eocene is a potential source of fluorine.

Petrographic observations show dissolution of primary minerals (mainly aegirine and K-feldspars) from syenites of the Tamazeght complex (*Figure 4.5C and 4.6B, F*), and calcite from other country rocks in the Bou-Izourane district (Appendix A (Fig. A.4)). The source of F could be from fluid-rock interactions, as apatite, biotite, and amphibole minerals in most rocks of the Tamazeght complex are halogen-rich and have higher F contents in the more evolved rocks (i.e. syenites) (*Wang et al., 2016*). The higher Sr content in fluorite from the Meghsan site may most likely be due to the reaction of mineralizing fluids with carbonatites and calcite dissolution. The interaction of F-rich fluids with the host rocks may be the source of the calcium.

The representation of fluorite samples in the Tb/Ca and Tb/La diagram, where three genetically distinct domains can be identified (*Möller et al. 1976; Möller and Mortiani 1983, Möller, 1983*), indicates the hydrothermal field for fluorites in the Bou-Izourane district and the Tamazeght complex (*Figure 4.16A*). A few rare analyses from the Bou-Imetssene, Meghsan and Tamazeght sites fall into the pegmatitic field. This overlap on the pegmatitic field, for Bou-Imetssene and Meghsan hosted in syenites, could be attributed to local interactions between the fluid and the syenites of the Tamazeght complex and/or to the participation of late magmatic fluids. This is also the case for the Mushgai-Khudag fluorite in Mongolia (*Redina et al., 2020*) and the Okorusu fluorite in Namibia (*Bühn et al., 2002*), which have been interpreted as late-magmatic (carbonatitic) in origin, and the Aouli fluorite in Morocco (*Margoum et al., 2015*), which has been shown to be precipitated not as a result of purely magmatic fluid involvement but by hot basin-derived brines and fluid-rock interaction at high fluid-rock ratios. This explains that all fluorites from these deposits fall into the pegmatitic domain (*Figure 4.16A*).

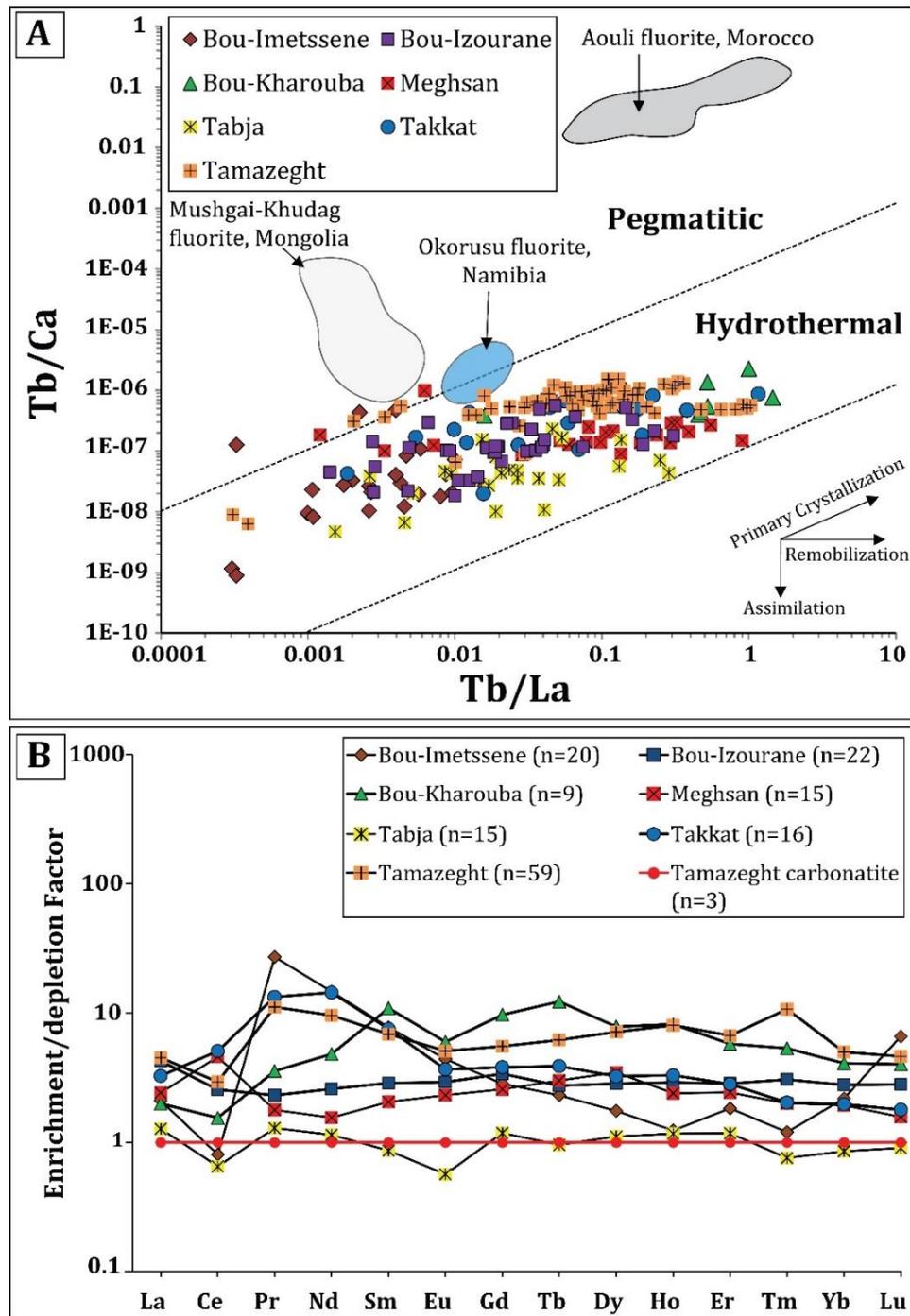


Figure 4.16: (A). Logarithmic plot of Tb/Ca versus Tb/La for various fluorite from the Bou-Izourane district and Tamazeght complex (Möller et al., 1976, 1998). The fields for Aouli fluorite, Morocco is from Margoum et al., 2015; Mushgai-Khudag fluorite, Mongolia is from Redina et al., 2020; Okorusu fluorite, Namibia is from Bühn et al., 2002. (B). Enrichment or depletion factors for different fluorite sites of Tamazeght complex and Bou-Izourane district relative to the Tamazeght carbonatite. These factors are calculated from Gagnon et al., 2003 by dividing the average concentration of an element in the fluorite by its average concentration in the Tamazeght carbonatite.

Despite the difference in the relative rare earth element enrichment/depletion factor in the fluorites of the Bou-Izourane district and Tamazeght complex compared to the Tamazeght

carbonatite, the REE distributions are flat-lying when normalized to carbonatites and broadly similar (*Figure 4.16B*). This again reflects the involvement of carbonatitic fluids associated with late magmatic activity and/or the interaction of mineralizing fluids at depth with the Tamazeght magmatic complex carbonatites. These results point to two possible sources (meteoric and late magmatic) for the fluorites of the Bou-Izourane district and the Tamazeght complex.

The fluorine in the syenite-hosted fluorite of Bou-Imtessene is derived from the dissolution and replacement of the syenites. The penetration of meteoric fluids in the system constitutes the final stage of the late magmatic-hydrothermal history of Tamazeght (*Schilling et al., 2009*). During this period, heated meteoric fluids precipitated fluorite in Liassic carbonates (i.e., Bou-Izourane, Bou-Kharouba, and Takkat). These fluids were enriched in fluorine by leaching the syenites, lamprophyres, and probably other F-rich igneous rocks.

#### *2.5.5. Genetic Model*

The (U-Th)/He and AFT ages in the central High Atlas reveal that these regions were at temperatures below ~ 70-110 °C since the Mesozoic (*Barbero et al., 2007*). These maximum burial temperatures are lower than the homogenization temperatures of the fluid inclusions. This implies either the existence of an anomalously high geothermal gradient or fluids expelled from deeper levels not being in thermal equilibrium with the surrounding rocks. Since the mineralized fractures cut through the Tamazeght Complex rocks, and fluorite replaces the constituent minerals of the syenites, fluorite mineralization in the Bou-Izourane district and the Tamazeght Complex occurred after the Tamazeght Complex was emplaced (*Figure 4.17A*). The Tamazeght complex likely played a role in increasing the local geothermal gradient, potentially leading to the development of local-scale convection cells, and this acted as a potential heat source and driving mechanism to move mineralizing fluids to the surface, which is similar to the case of the El Hammam fluorite deposit in Morocco (*Bouabdellah et al., 2010a*) and the Inner Mongolia fluorite deposit (*Pei et al., 2017*).

Fluorites characterized by high salinity (18 wt % NaCl equiv.) aqueous inclusions containing calcite (i.e., Bou-Imtessene) and low salinity fluid inclusions (1.5 - 3 wt % NaCl eqv) containing daughter minerals such as nahcolite, strontianite and rich in dissolved CO<sub>2</sub> (i.e., Meghsan, Tamazeght and Tabja), and which have homogenizing temperatures centred around 160±30 °C, may be of meteoric origin but associated with late magmatic activity following the emplacement of Tamazeght carbonatites. At sites hosted in Liassic carbonate rocks (i.e., Bou-Izourane, Bou-

Kharouba, and Takkat), the fluorite contains two-phase aqueous inclusions, showing median Th around 130 °C and low salinities of 1.5 - 3 wt % NaCl equiv., suggesting a meteoric origin, supported by oxygen isotope compositions obtained in the calcite.

These results point to the direct involvement of carbonatitic fluids from the middle Eocene Tamazeght magmatic complex in the fluorite mineralization just proximal to the Tamazeght complex (i.e., Bou-Imtessene, Meghsan, Tamazeght and Tabja). Mixing of meteoric fluids with the last remnants of late-magmatic F-rich brines and dissolution of the host rock (limestones, skarns, syenites, carbonatites), causes the deposition of large amounts of fluorite at the interaction site (Step2' and Step3'; [Figure 4.17C, D](#)). However, no evidence of these late-magmatic fluids is detected for the fluorite mineralization hosted in the Liassic marl and carbonate rocks (Bou-Izourane, Bou-Kharouba, and Takkat). The Tamazeght igneous complex is composed of plutonic rocks, with F (fluorine) contents as high as 0.02 - 0.8 wt.%, and distributed in minerals as follows: apatites (2.3 - 3.4 wt.% F), biotites (0.2 - 2.6 wt.% F), amphiboles (0.1 - 1.1 wt.% F) and titanites (0.03 - 0.8 wt.% F) ([Wang et al., 2016](#)). The Tamazeght complex could have been a potential source of F for fluorite mineralization at the Bou-Izourane, Bou-Kharouba, and Takkat sites by leaching fluorine from these minerals during circulation of hydrothermal fluids in contact with carbonatites and other rocks of the Tamazeght intrusion (Step2; [Figure 4.17C](#)). This step takes place after the *per descensum* circulation of meteoric waters potentially at the interface between the intrusion and the sedimentary formations (Step1; [Figure 4.17B](#)). Indeed, the origin of the fluorite mineralization at Bou-Izourane, Bou-Kharouba, and Takkat would be the result of circulation of fluorine-rich hydrothermal fluids guided by the brittle structures acquired during Triassic-Jurassic rifting (Step3; [Figure 4.17C, D](#)). The interaction of the hydrothermal fluid with the Ca-rich host rock (limestones) leads to the precipitation of fluorite in the cavities along the stratiform joints and faults (N20, N50-80 and N120) cutting the Liassic formations (Step4; [Figure 4.17D](#)).

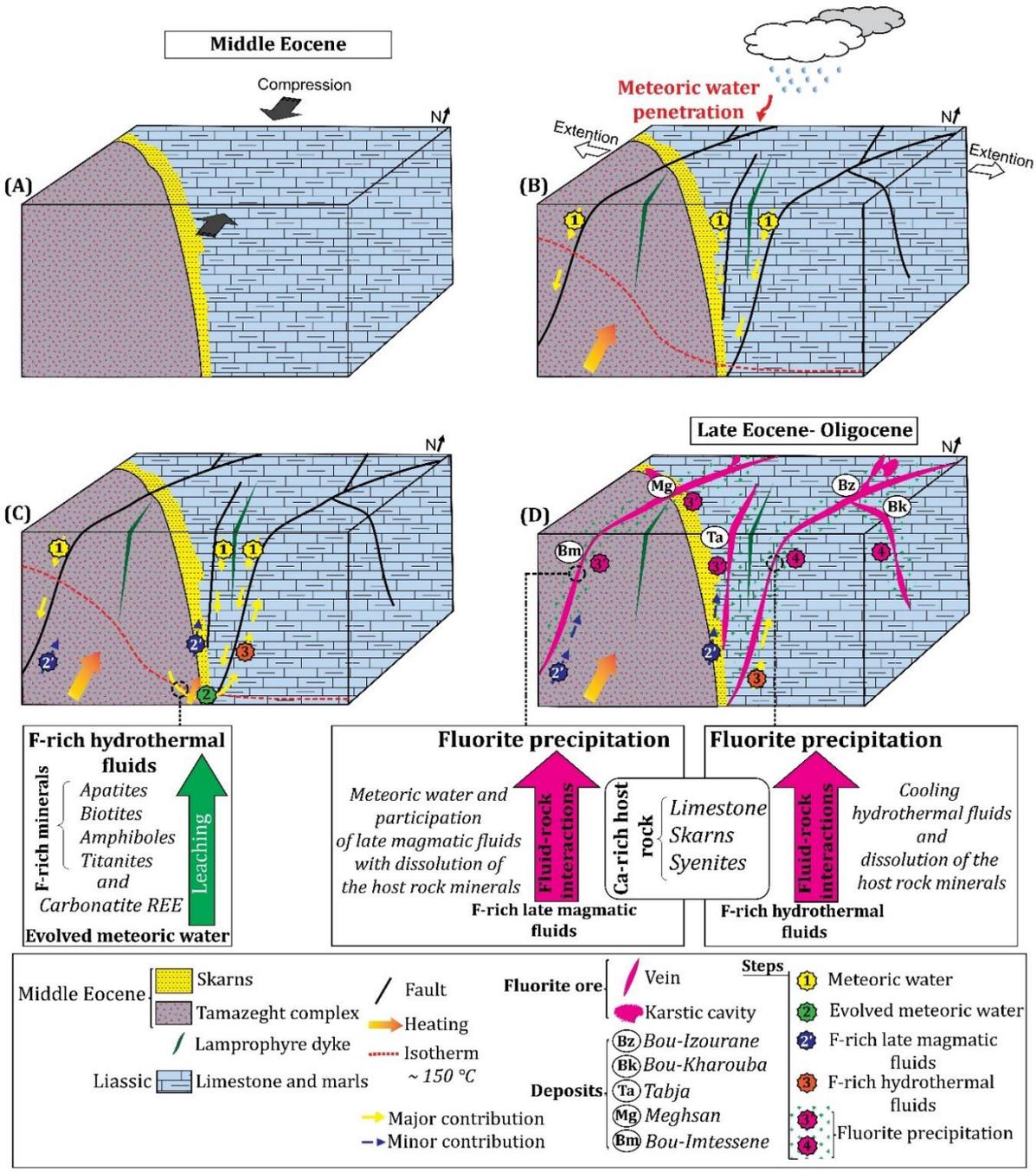


Figure 4.17: Conceptual model proposed of the Tamazeght complex and Bou-Izourane district fluorite hydrothermal deposit. (A) The Tamazeght complex intrudes Ca-rich sedimentary rocks (limestones and marls); (B) Fault reactivation inherited from the Atlasic rifting followed by the emplacement of the lamprophyres of the Bou-Izourane district and by the per descensum circulation of meteoric waters at the interface between the intrusion and the sedimentary formations; (C) Step 2 and 3: The meteoric water heated by the intrusion ascended along the brittle faults, resulting in F-leaching from the apatite, biotite, titanite and amphibole minerals during the circulation of hydrothermal fluids in contact with the carbonatite and other rocks of the Tamazeght intrusion; Step 2': The per ascensum circulation of the F-rich late magmatic fluids. (D) Step 4: The interaction of the F-rich hydrothermal fluid with the Ca-rich host rock (limestones), leads to the precipitation of fluorite in the cavities, along the stratiform joints and faults; Step 3': Mixing of the meteoric water and of late magmatic fluids with dissolution of the Ca-rich host rock (limestones, skarns, syenites), leads to the precipitation of fluorite in the cavities and along faults.

## *2.6. Conclusions*

The fluorite deposits in the Bou-Izourane district and the Tamazeght complex in the central High Atlas of Morocco, are characterized by vein-like (N20, N50-80 and N120), stratiform and karst cavities mineralization, and are associated with sedimentary rocks (limestones and marls) of the Liassic (Bou-Izourane, Takkat, Bou-Kharouba and Tabja), with magmatic rocks (Bou-Imetssene and Meghsan) and also with skarn (Tamazeght). Even if some differences in colour and texture exist between the different sites of the Bou-Izourane district and the Tamazeght complex, the general paragenesis of these fluorite mineralizations includes three stages; (1) a first stage of fluorite emplacement associated with the dissolution of the host rock, (2) a phase of fracturing and clogging by calcite, and (3) a third stage constituted by micro-metric quartz and corresponding to a phase of silicification that altered the fluorite crystals. In the Bou-Imetssene and Meghsan sites, the fluorite veins intersect the Middle Eocene Tamazeght syenites and the mineralizing fluids that precipitated this fluorite interacted with these syenites. This indicates that these fluorite mineralizations were deposited- clearly for these two sites but also for all the sites that show some similar characteristics - during the period following the establishment of the Tamazeght complex. Fluid inclusions in fluorite hosted in Liassic carbonate rocks (Bou-Izourane, Bou-Kharouba, and Takkat) are aqueous inclusions with low homogenization temperatures (~130°C) and low salinities (1.5 ~3 wt % NaCl equiv.).

Fluorite in the Tabja, Tamazeght, Meghsan and Bou-Imetssene sites shows aqueous inclusions at slightly higher homogenization temperatures (99°C and 241°C) and similar low salinities as the previously mentioned sites, except for the Bou-Imetssene site which is characterized by a high salinity (~18 wt % NaCl equiv.). Multiphase inclusions containing daughter minerals of nahcolite, calcite, strontianite with a CO<sub>2</sub>-rich vapour phase are also present in the fluorites of these last four sites. The  $\delta^{18}\text{O}$  values of the fluids that precipitated fluorite-associated calcites from Tabja (highest Th) and Bou-Izourane (lowest Th), from -5.5 to -1.6 ‰ V-SMOW and -3.3 ‰ and -2 ‰ V-SMOW, respectively, suggest a meteoric origin. Combining the microthermometric data and the geochemical composition, it can be concluded that the fluorites from Tabja, Tamazeght, Meghsan and Bou-Imetssene, were precipitated as a result of the participation of late-magmatic F-bearing fluids with meteoric waters. Calcite precipitated in fractures that cut the fluorite in the Bou-Izourane area and the Tamazeght complex as well as the fluorites at the Bou-Izourane, Bou-Kharouba, and Takkat sites share a common meteoric

hydrothermal origin. The magmatic rocks of the Tamazeght complex, rich in halogens, are the most likely sources of fluorine. The local thermal anomaly (Tamazeght magmatism) may be the source of heat and the driving force for the percolation of mineralizing fluids through faults that cut the region to the surface. Fluid-rock interaction between F-rich fluids and the host rocks of the Bou-Izourane, Bou-Kharouba, and Takkat fluorite deposits led to the extraction of Ca from the host rocks, followed by a drop in temperature and pressure, resulting in the precipitation of fluorite.

The proposed conceptual model for the fluorite deposit formation in the Bou-Izourane district provides valuable insights that can guide exploration efforts. The fluorites hosted in the Liassic formation represent the most profitable and economical fluorite ore reserves in the Bou-Izourane region in terms of both volume and the cost of mining and processing fluorite. The silicification of fluorite negatively affects the mining potential of the Bou-Izourane district and the Tamazeght complex and reduces the grade by dissolution of the ore, thus increasing the hardness of various mineralized forms. The presence of major NE-SW trending faults, directly related with the Tamazeght magmatic complex which serves as a source of fluorine and heat, plays a crucial role in the circulation of ore-forming fluids. These faults, inherited from the Triassic-Jurassic rifting, not only facilitate fluid movement but also supply other fault systems (N20 and N120) as well as cavities found in the Liassic carbonate rocks of the Bou-Izourane area, which serve as a source of calcium. As a result, these faults and cavities represent favorable zones for the precipitation of fluorite and are highly promising targets for exploration efforts. By focusing exploration activities on these areas, there is a greater likelihood of discovering potential fluorite deposits. Future research should be conducted to date fluorite mineralizations in order to situate their genesis into the geodynamic history of the central Moroccan High Atlas.

L'ensemble des données supplémentaires de l'Appendice B (**Appendix B**), relatif à l'article 1 sont présentés en Annexe 1.

### *2.7. Appendix A- Article 1*

#### **Appendix A. Supplementary data**

Supplementary data to this article can be found online at <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2023.105596>.

Chapitre 4 : Origine des gisements de fluorite dans le district de Bou-Izourane et ses relations avec le complexe magmatique de Tamazeght

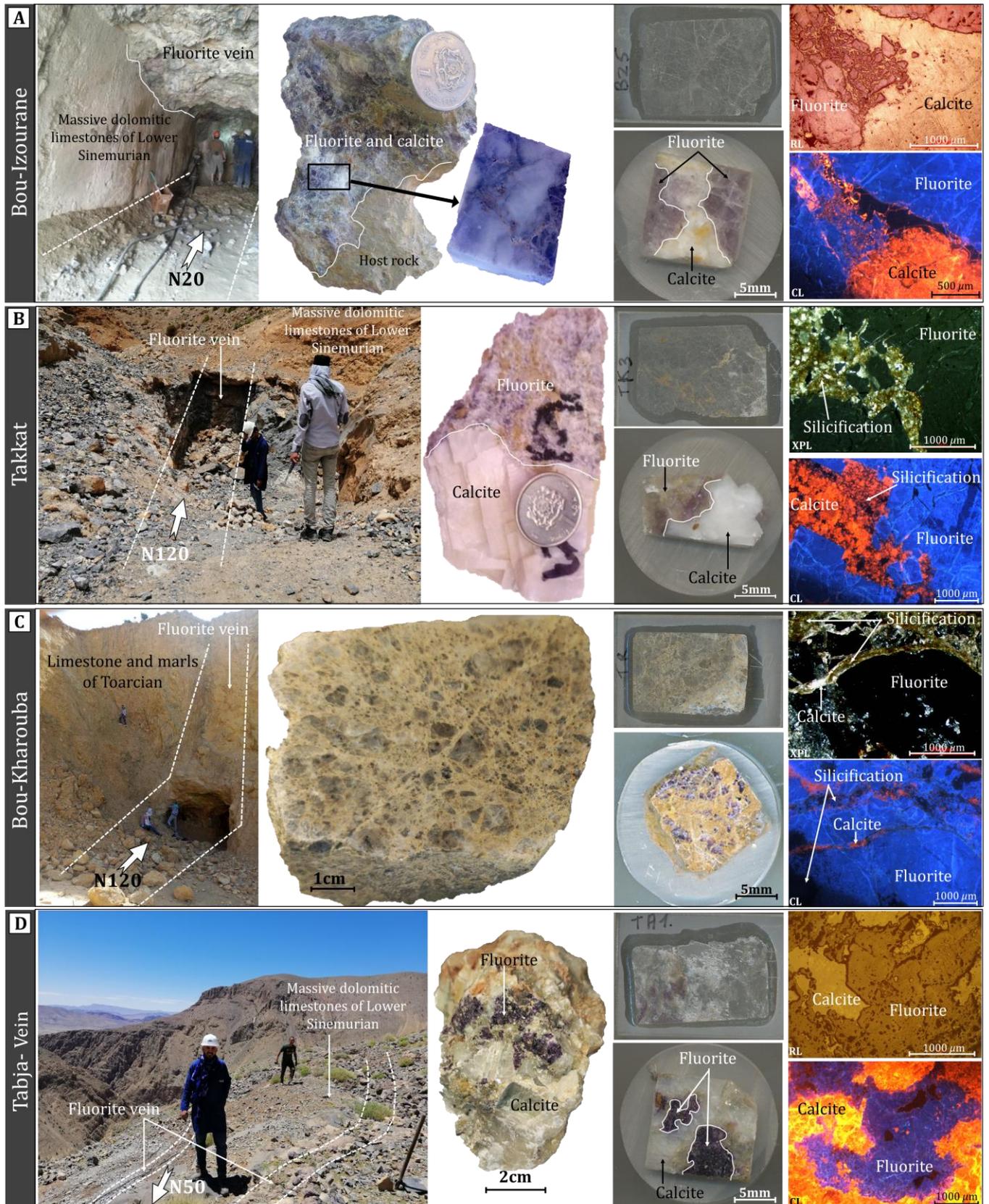


Fig. A.1. Photographs illustrating the types of fluorite mineralization hosted in the sedimentary rocks of the Bou-Izourane district. (A). Bou-Izourane site. (B). Takkat. (C). Bou-Kharouba. (D). Tabja.

Chapitre 4 : Origine des gisements de fluorite dans le district de Bou-Izourane et ses relations avec le complexe magmatique de Tamazeght

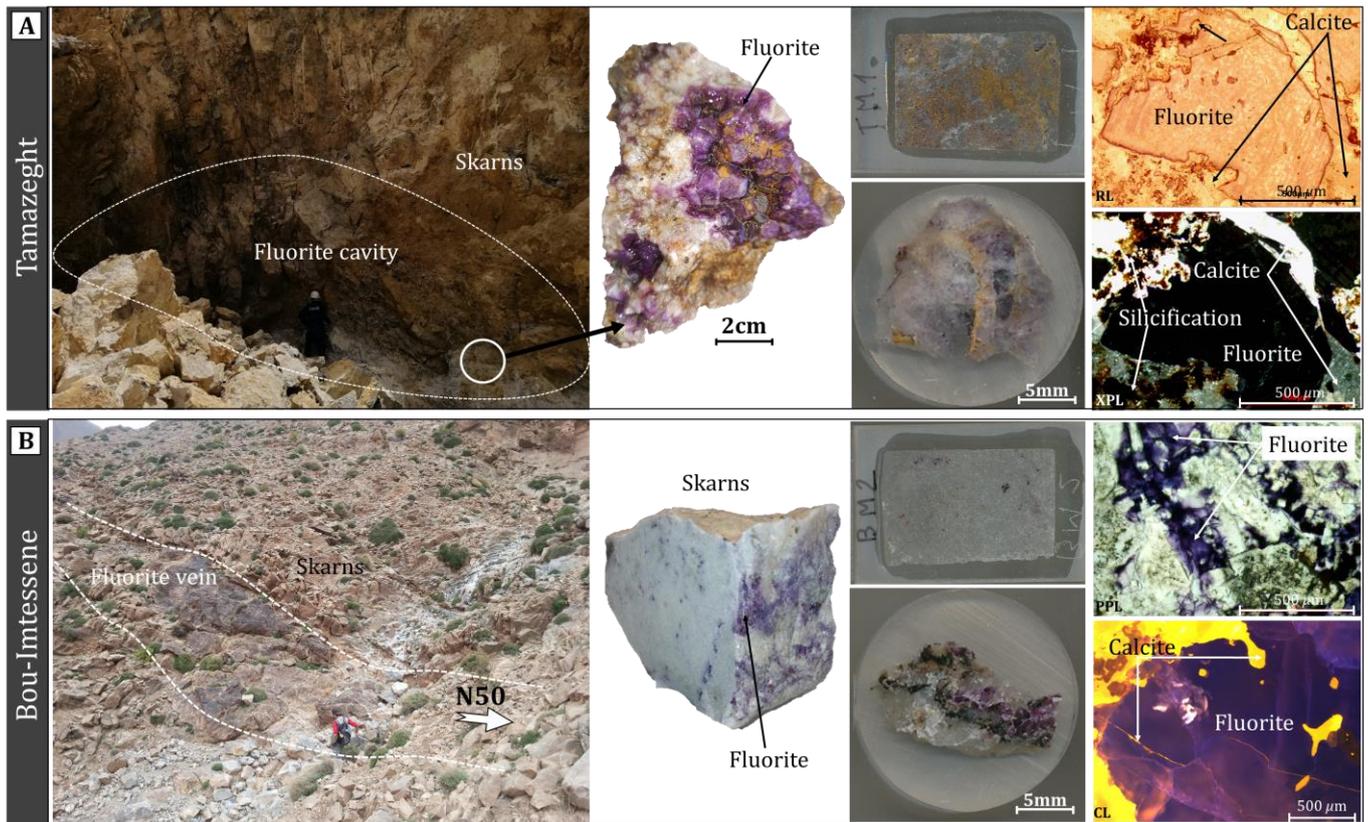


Fig. A.2. Photographs illustrating the types of fluorite mineralization of the Bou-Izourane district hosted in skarns. (A). Tamazeght. (B). Bou-Imtessene.

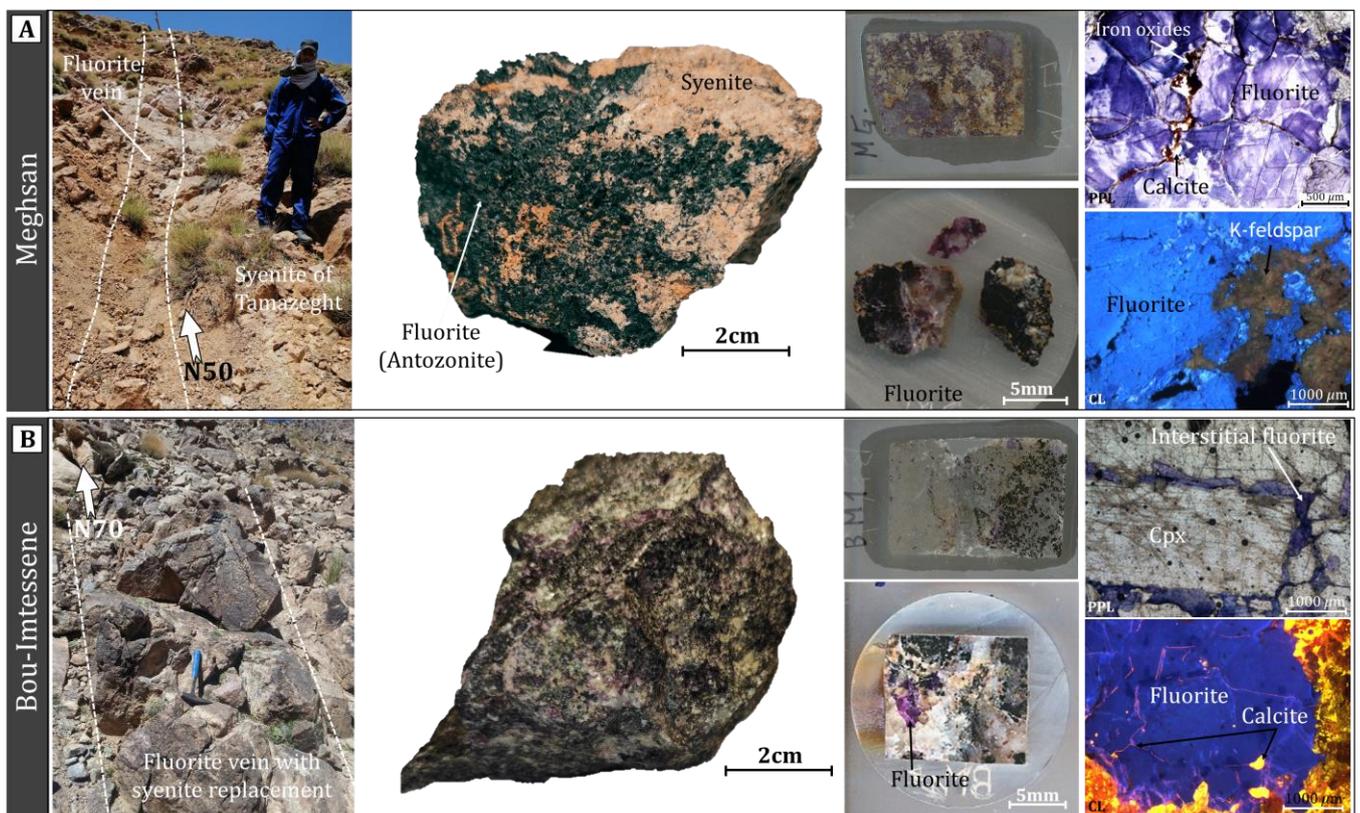


Fig. A.3. Photographs illustrating the types of fluorite mineralization of the Bou-Izourane district hosted in the Tamazeght syenitic rocks. (A). Meghsan. (B). Bou-Imtessene.

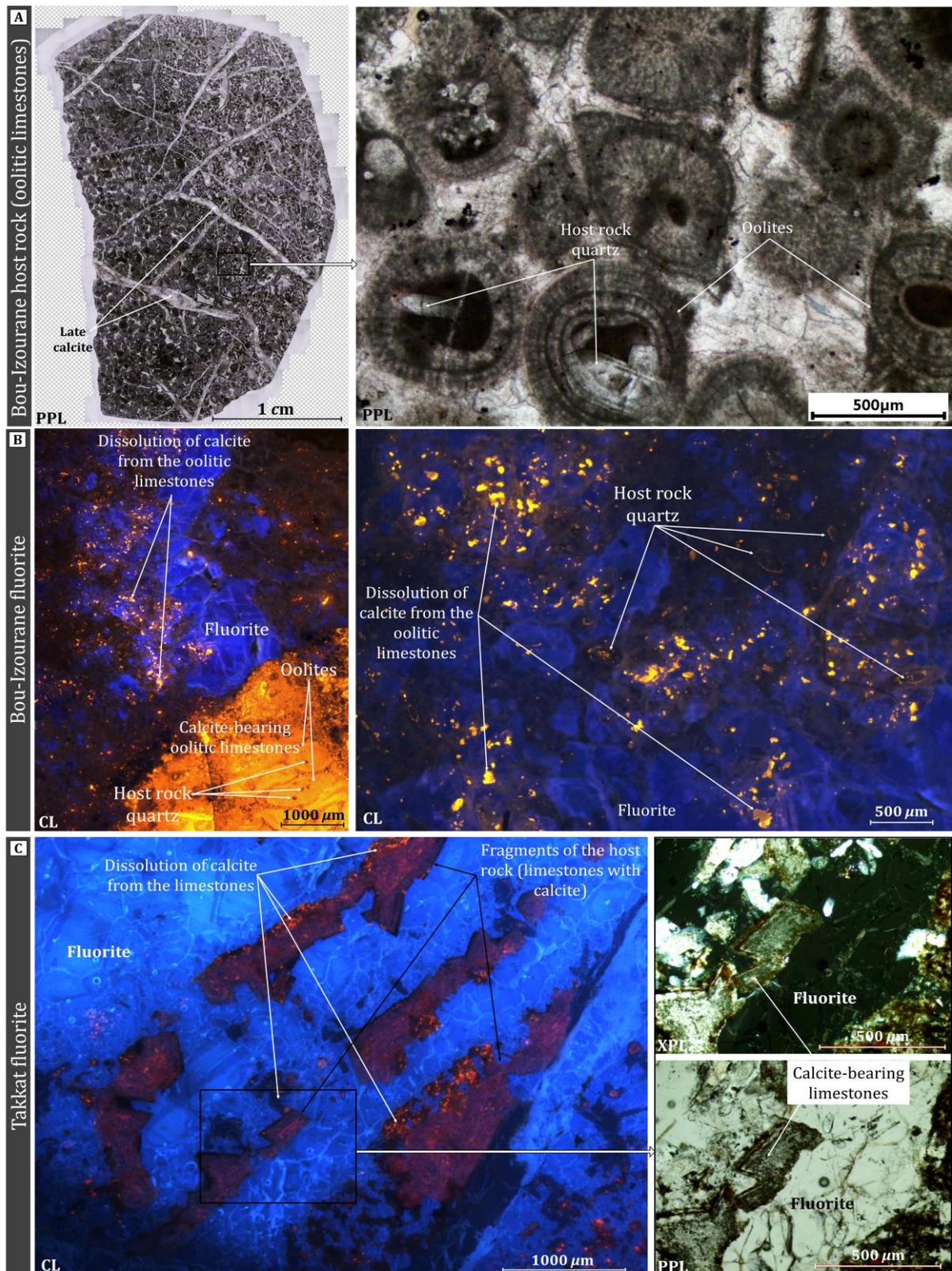


Fig. A.4. (A). Host rock of Bou-Izourane fluorite deposit (oolitic limestone with quartz crystals in the core of the oolites). (B). Photographs illustrating the phenomenon of replacement of calcite from oolitic limestones by fluorite with quartz crystals and undissolved fragments of calcite from the host rock packed in the fluorite of the Bou-Izourane deposit. (C). Photographs illustrating fragments of the host rock (limestone with calcite) packed in fluorite of Takkat deposit and calcite host rock dissolution phenomenon.

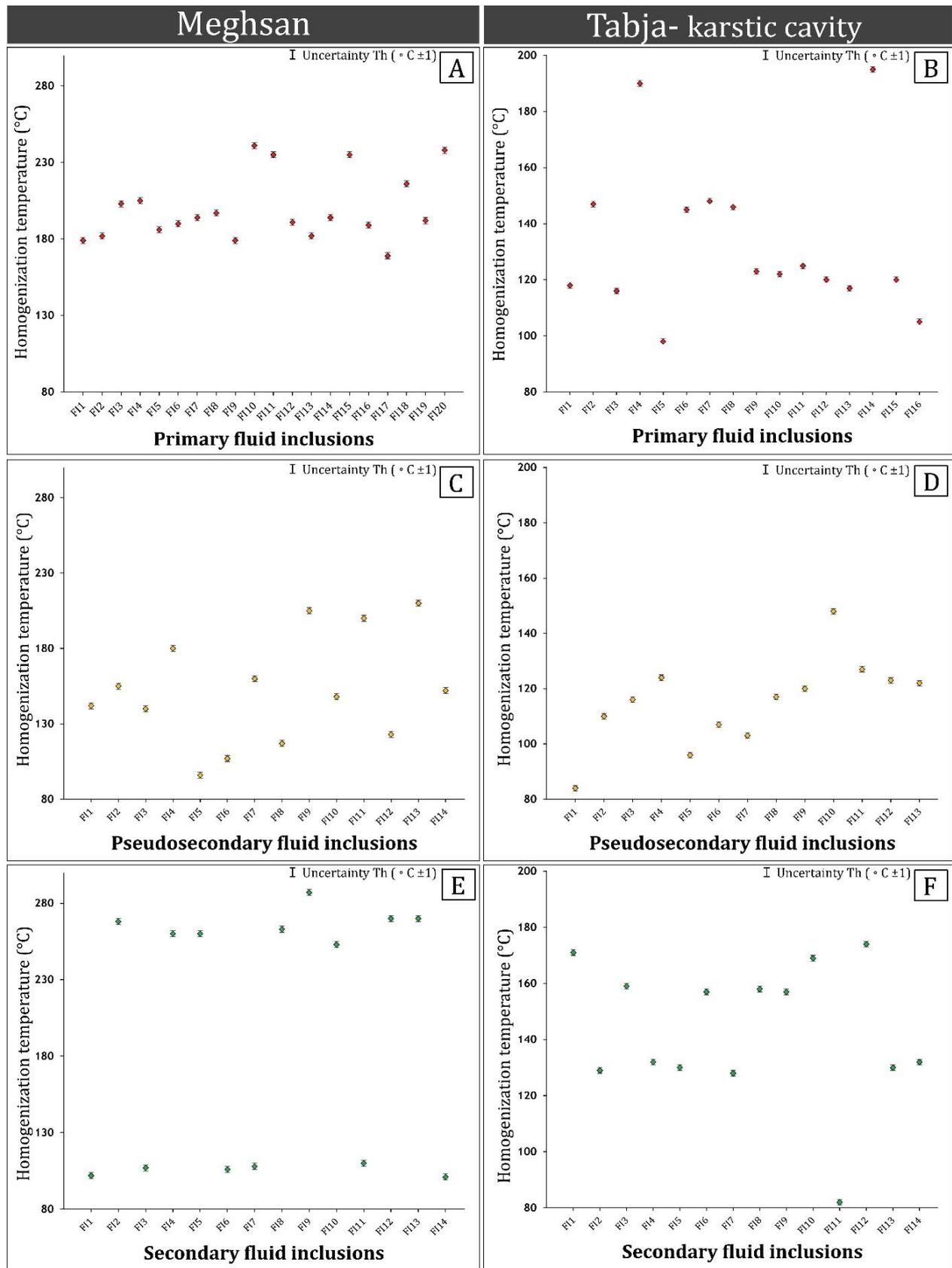


Fig. A.5. Distribution of Th in primary, pseudo-secondary and secondary fluid inclusions in the Bou-Izourane district fluorite. (A, C and E). Meghsan. (B, D and F). Tabja (karstic cavity).

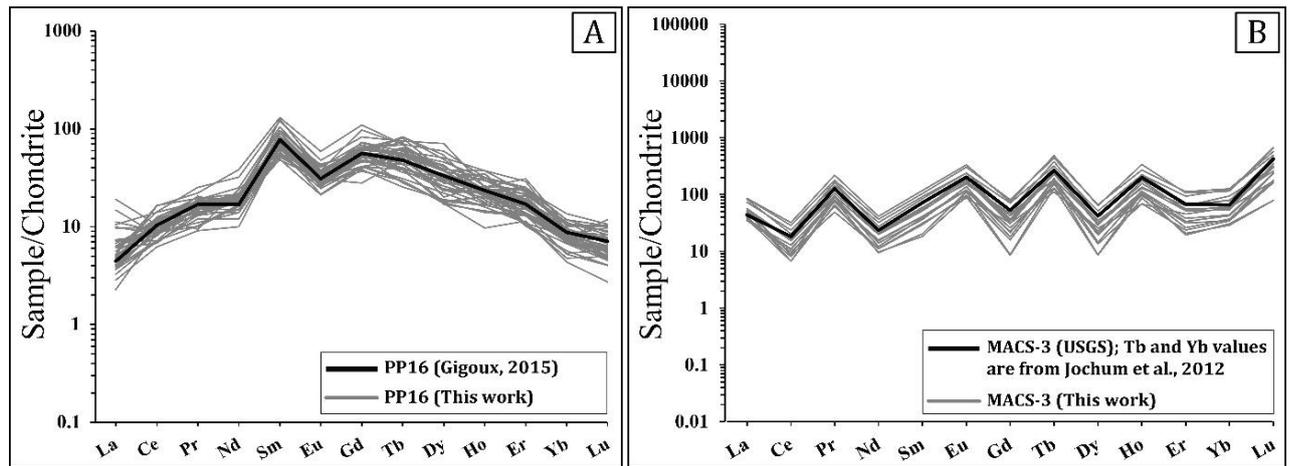


Fig. A.6. (A). Chondrite-normalized REE patterns of the PP16 fluorite sample (Sun and McDonough 1989). (B). Chondrite-normalized REE patterns of the carbonate reference materials MACS-3 (Sun and McDonough 1989).

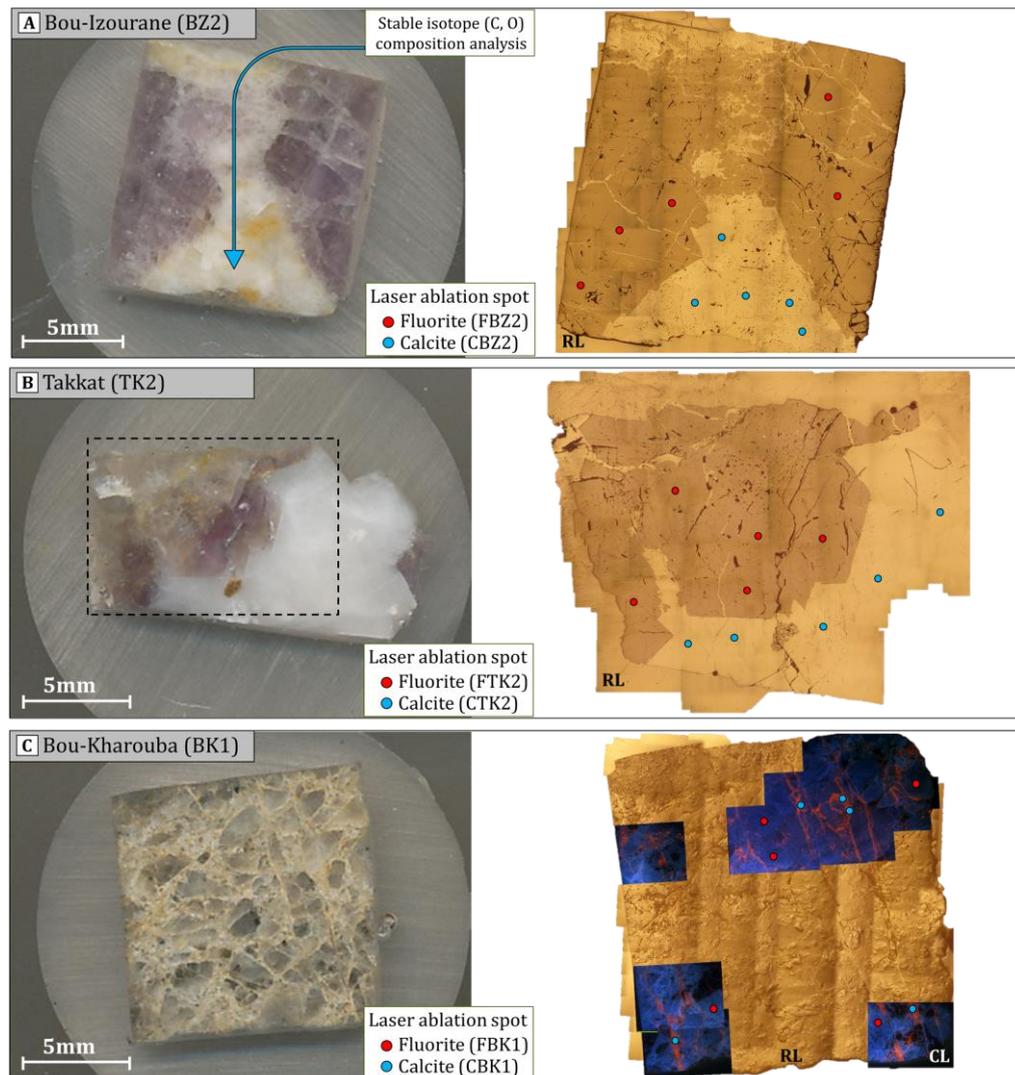


Fig. A.7. The testing locations for ICP-MS-Laser analysis and Stable isotope (C, O) composition analysis in the various samples from the Bou-Izourane district. (RL: Reflected light photography; CL: Cathodoluminescence image).

Chapitre 4 : Origine des gisements de fluorite dans le district de Bou-Izourane et ses relations avec le complexe magmatique de Tamazeght

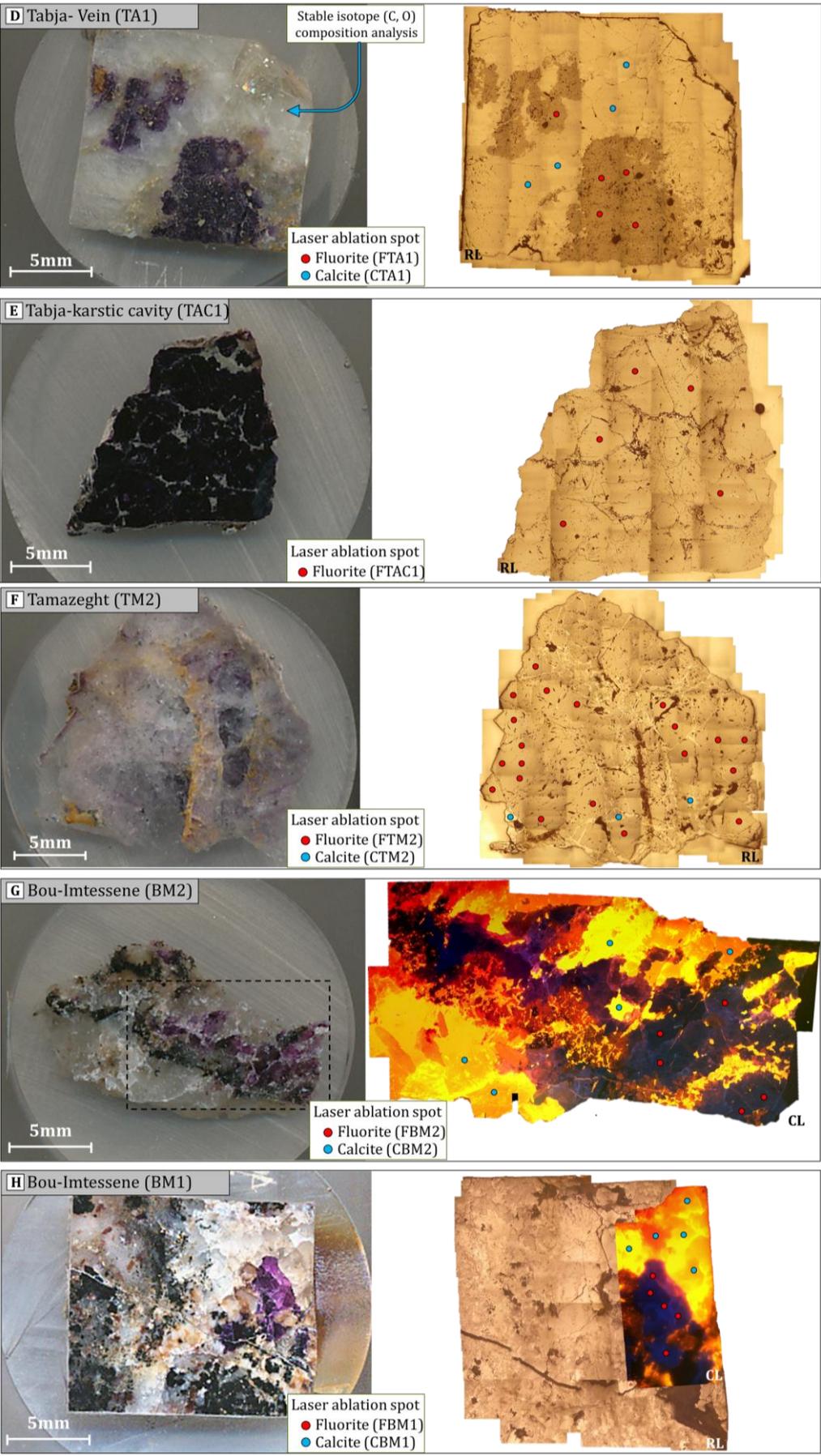


Fig. A.7. Continued.

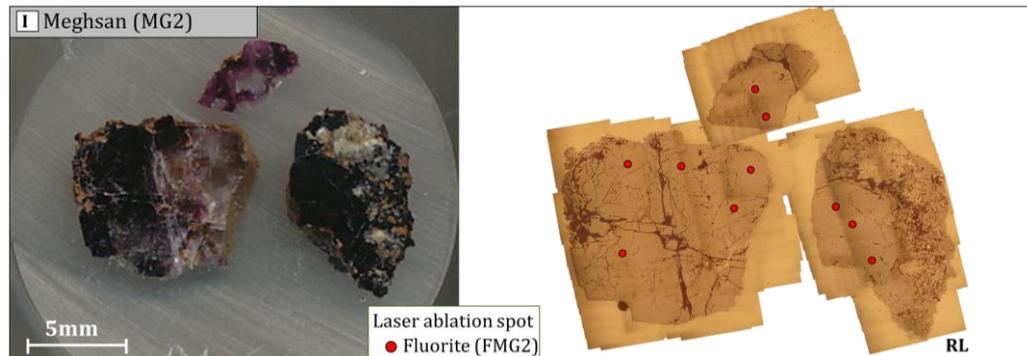


Fig. A.7. Continued.

### 3. Données complémentaires

#### 3.1. Comparaison des méthodes d'analyse LA-ICP-MS et ICP-MS par dissolution

La technique LA-ICP-MS (Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry) et l'ICP-MS par dissolution (Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry) sont deux techniques analytiques utilisées pour déterminer la composition élémentaire d'échantillons solides. Cependant, elles diffèrent dans leur approche et leurs applications. Le LA-ICP-MS repose sur un échantillonnage par laser pour ablater (vaporiser) la surface de l'échantillon solide. Les particules ablatées sont ensuite transportées vers un plasma à couplage inductif (ICP) où elles sont ionisées. Les ions produits sont ensuite analysés par un spectromètre de masse pour déterminer leur composition élémentaire. Cette méthode permet l'analyse directe d'échantillons solides sans préparation complexe. Elle convient aux échantillons hétérogènes ou irréguliers, mais peut entraîner des problèmes de fractionnement isotopique. Dans la méthode par dissolution, l'échantillon solide est dissous dans un acide fort pour former une solution. Cette solution est ensuite introduite dans un plasma à couplage inductif où les ions sont générés puis analysés par un spectromètre de masse. En général, l'ICP-MS par dissolution tend à offrir de meilleures limites de détection en raison de l'optimisation du processus de dissolution et de la capacité à utiliser des concentrations plus élevées en solution.

La fluorite du site de Bou-Imetessene montre son association étroite avec des roches encaissantes (syénite et skarn). Elle renferme des fragments de ces roches emballés dans la fluorite, notamment les oxydes de Nb-U (*Figure 4.18c, d*). La paragenèse magmatique à ce niveau est remplacée par de la fluorite. Le degré de remplacement est important, allant jusqu'à dissoudre le zircon (*cf. section 2.4.1.3*). Le phénomène de remplacement de la roche encaissante, qu'il s'agisse de syénite ou de marno-calcaire, est très intense dans l'ensemble du district, contribuant à

l'enrichissement en fluorite (cf. section 2.4.1). Il est donc difficile d'isoler les minéraux de fluorite pure et de les broyer pour l'analyse, ce qui rend possible aux échantillons préparés contaminés par certains reliques des minéraux d'encaissant riches en REY, et emballés dans la fluorite (e.g., Nb-U oxides). Ici, nous ferons une comparaison de la méthode mise en œuvre par Achmani et al. (2020) et Achmani et al. (2023) pour l'analyse des échantillons de fluorite dans le site de Bou-Imetessene (ICP-MS après dissolution et la méthode d'analyse ponctuelle LA-ICP-MS). Il ne s'agit pas tant de remettre en cause la technique utilisée au cours de l'étape d'analyse que de s'interroger sur l'étape de préparation de l'échantillon.

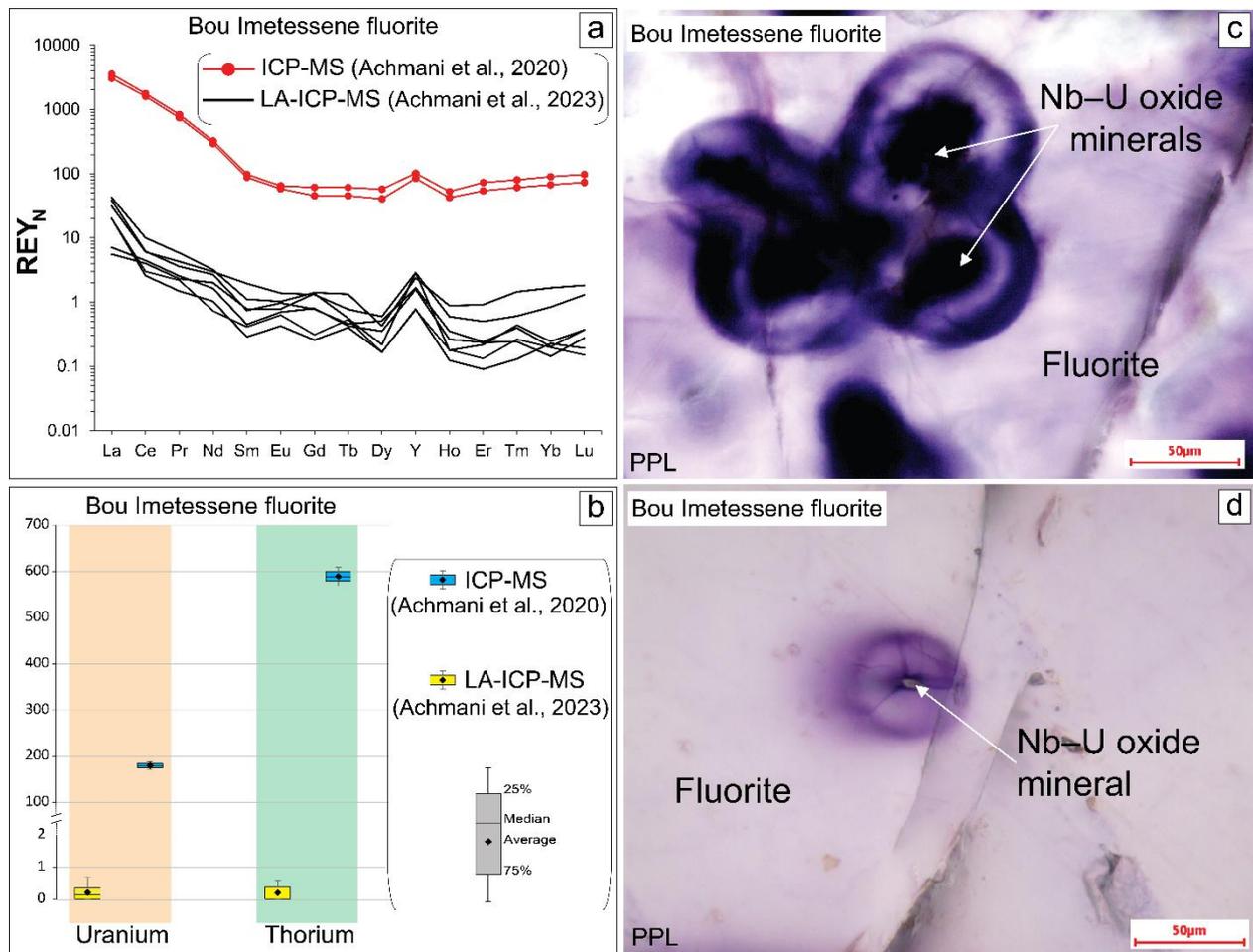


Figure 4.18: a) Analyse comparative des REY normalisés à la chondrite (Sun and McDonough 1989) dans la fluorite de Bou-Imetessene via les techniques d'analyse ICP-MS et LA-ICP-MS. b) Diagramme en boîte à moustaches des concentrations d'uranium et de thorium obtenues par les méthodes d'analyse ICP-MS et LA-ICP-MS dans la fluorite de Bou-Imetessene. c et d) Photographies en lumière polarisée non analysée montrant les oxydes de Nb-U emballés dans la fluorite du site de Bou-Imetessene.

La comparaison de la distribution normalisée des éléments REY montre une différence au niveau de l'enrichissement des terres rares et de l'yttrium dans la fluorite de Bou-Imetessene,

selon la méthode et le protocole d'analyse utilisée (i.e., ICP-MS après dissolution (Achmani et al., 2020) contre LA-ICP-MS (Achmani et al., 2023) ; Figure 4.18a). L'analyse basée sur la dissolution des cristaux de la fluorite montre des concentrations élevées en REY par rapport à l'analyse ponctuelle par ablation laser (Figure 4.18a), cela signifie sans doute qu'il y a des reliques des minéraux riches en REY dissous avec la fluorite au cours de la préparation des échantillons. Cela a été évident lors de l'étude microscopique au cathodoluminescence et MEB, qu'il est difficile, voire impossible, d'isoler des cristaux de fluorite pure uniquement sous une loupe binoculaire.

La même remarque apparaît aussi sur les teneurs moyennes d'uranium et de thorium mesurées dans la fluorite de Bou-Imetessene analysées par LA-ICP-MS, qui sont respectivement de 0.21 ppm et 0.16 ppm (Achmani et al., 2023 ; Figure 4.18b). Cependant leurs concentrations moyennes mesurées par ICP-MS après dissolution atteignent 179 ppm pour l'uranium et 589 ppm pour le thorium (Achmani et al., 2020; Figure 4.18b). Il est donc judicieux d'aborder l'étude de ce type de minéralisation avec prudence, en commençant par une étude pétrographique approfondie (e.g., microscopie à cathodoluminescence et MEB) puis l'analyse géochimique convenable (e.g., LA-ICP-MS), pour assurer la crédibilité des résultats des analyses et des interprétations géochimiques proposées.

### *3.2. Fractionnement Ho-Y et Ho-La*

Les fluorites issues d'une origine commune montrent des rapports Y/Ho comparables et s'alignent de manière cohérente sur un diagramme représentant Y/Ho en fonction de La/Ho (Bau et Dulski, 1995). Cette disposition est illustrée dans la figure 4.19a. Lorsque l'on considère les échantillons de fluorite issus de gisements du district de Bou-Izourane, on constate qu'ils s'alignent vers  $Y/Ho \approx 100$  sur ce diagramme Y/Ho versus La/Ho. Cette observation suggère que les fluides responsables de la minéralisation dans tous les sites partagent une origine commune et ont interagi avec des formations rocheuses comparables, dans des conditions physico-chimiques probablement similaires. Cependant, une exception notable est le site de Bou-Imtessene, où tous les échantillons de fluorite affichent des rapports La/Ho plus élevés. Cette caractéristique souligne l'importance de la contribution des fluides tardi-magmatiques dans le processus de précipitation de la fluorite sur le site de Bou-Imtessene.

De manière générale, la fluorite qui provient et se dépose à proximité de roches magmatiques présentait apparemment des rapports Y/Ho similaires à ceux des roches

magmatiques elles-mêmes (Bau et Dulski, 1995). Le fractionnement Y-Ho n'est pas lié à la source mais dépend de la composition et de la migration des fluides (Bau et Dulski, 1995). Dans le district de Bou-Izourane, les fluorites montrent des valeurs de rapports Y/Ho qui se superposent de manière significative avec celles des fluorites hydrothermales (Figure 4.19b). Quelques échantillons de fluorite des sites de Bou-Imtessene et Tamazeght démontrent même une superposition avec la gamme de rapports caractéristiques des roches magmatiques. Cette corrélation pourrait être attribuée à l'implication des fluides tardi-magmatiques dans la genèse de la fluorite.

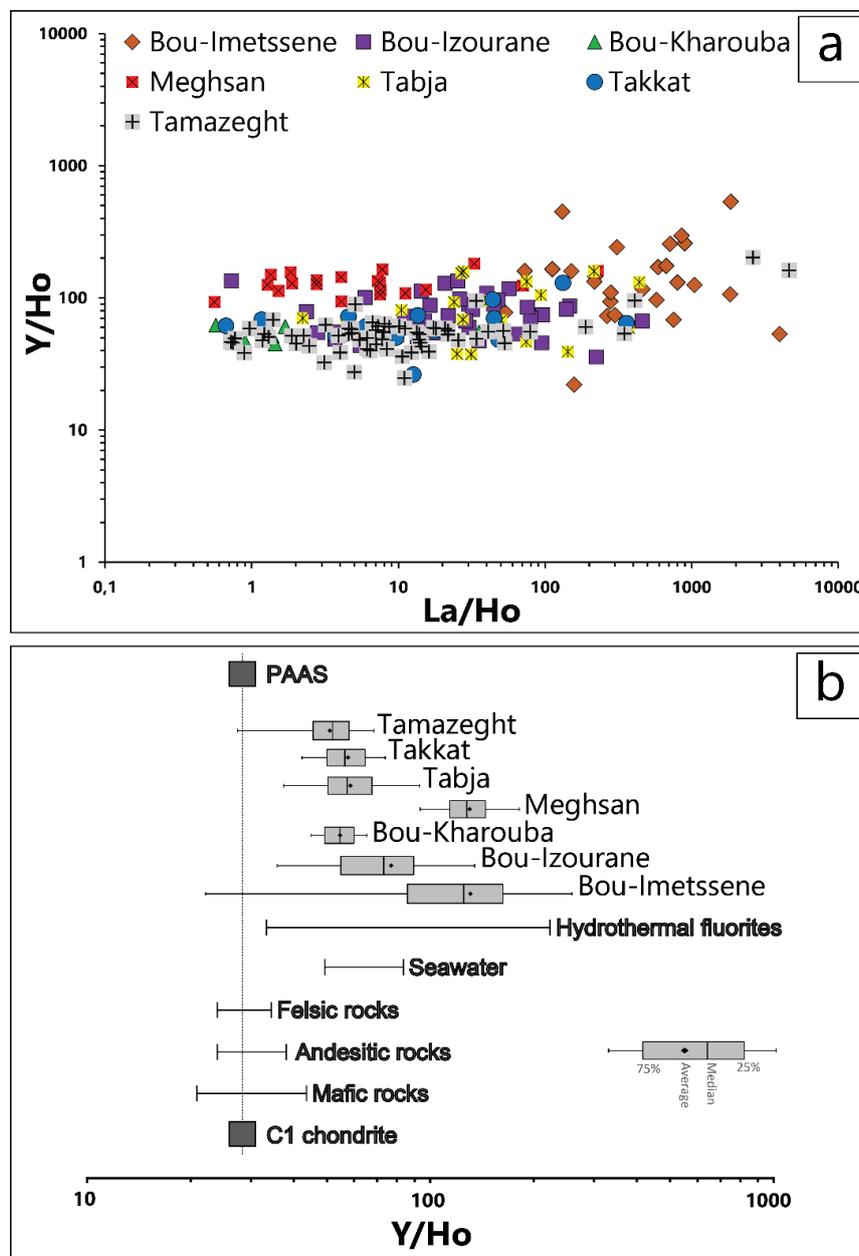


Figure 4.19: a) Diagramme Y/Ho vs. La/Ho de fluorites provenant de différents sites du district de Bou-Izourane (Bau et Dulski, 1995) ; Comparaison des rapports Y/Ho de la fluorite de Bou-Izourane avec d'autres types de corps géologiques (Bau et Dulski, 1995). PAAS : Post Archean Australian Shale.

En conséquence, les compositions relativement élevées en yttrium (Y) dans les fluorites de Bou-Izourane (*Figure 4.12B*), ainsi que leurs rapports Y/Ho allant de 27,44 à 258,82, nettement supérieurs au rapport chondritique (Y/Ho = 28 ; *Anders et Grevesse, 1989, McDonough et Sun, 1995, et Irber, 1999*), suggèrent les deux scénarios suivants : a) une possible complexation entre l'yttrium et le fluor, et/ou b) des interactions entre les fluides et les roches riches en yttrium au cours du cheminement du fluide minéralisateur (*Bau et Dulski, 1995, Wood, 1990a, b, Sallet et al., 2005, Schwinn et Markl, 2005, Schönenberger et al., 2008*).

### 3.3. Signification des anomalies en Eu, Ce et Y

Selon *Möller et al. (1998)*, les anomalies en europium (Eu), cérium (Ce) et yttrium (Y) dans la fluorite renseignent sur le mécanisme de dépôt du minéral. En particulier, l'anomalie en Eu est contrôlée thermiquement et chimiquement, principalement par le potentiel d'oxydo-réduction du fluide minéralisateur. La détection d'anomalies en europium (Eu) est étroitement liée à la température (*Bau, 1991 ; Bau et Möller, 1992*). En effet, à des températures dépassant les 200°C, l'Eu<sup>3+</sup> subit une réduction en Eu<sup>2+</sup>, une forme très mobile difficilement incorporable dans la structure cristalline de la fluorite. Par conséquent, l'Eu<sup>2+</sup> reste dans la phase fluide, conduisant ainsi à l'apparition d'anomalies négatives. À l'inverse, l'absence ou la présence d'anomalies positives en Eu caractérisent les cristaux de fluorite précipités à partir de solutions minéralisatrices ayant des températures inférieures à 200°C (*Méary et al., 1985 ; Bau, 1991 ; Bau et Möller, 1992 ; Möller et al., 1998*). La majorité des analyses révèlent que les fluorites du district de Bou-Izourane ont des rapports Eu/Eu\* variant de 0,13 à 2,54, avec une moyenne de 0,95 (*Figure 4.20a*). En général, cette distribution suggère que les fluorites du district de Bou-Izourane ne montrent aucune anomalie significative en ce qui concerne l'europium. De plus, cette caractéristique d'absence d'anomalie en europium et l'enrichissement en terres rares légères (LREE) sont des attributs typiques des fluorites associées aux carbonatites et à d'autres types de magmatisme alcalins (*Magotra et al., 2017*). Une autre explication plausible est que l'anomalie en europium pourrait être héritée des roches sources des ETR (*Schwinn et Markl, 2005*), telles que la carbonatite de Tamazeght. Les différences des valeurs d'anomalies en Eu dans certains échantillons de fluorite peuvent indiquer des hétérogénéités de température dans certains sites du Bou-Izourane (i.e., fluorite de Meghsan). En revanche, les anomalies Eu légèrement négatives des calcites du district de Bou-Izourane (Eu/Eu\* = 0,37- 1,76, avec une moyenne de 0,81 ; *Figure 4.20c*) s'expliquent probablement par l'interaction des fluides avec des roches appauvries en Eu.

Le cérium montre une plus grande sensibilité au redox qu'à la température. En étant soluble et mobile sous sa forme réduite ( $Ce^{3+}$ ), il subit une oxydation en  $Ce^{4+}$  et se dépose sous la forme de  $CeO_2$  en présence de conditions oxydantes (Möller et Morteani, 1983 ; Möller et Bau, 1993). En raison de sa faible solubilité, le  $Ce^{4+}$  ne présente pas la même mobilité que les autres éléments des terres rares dans le fluide minéralisateur. Lorsque le niveau d'oxygène varie, les réactions d'oxydoréduction entre les états  $Ce^{3+}$  et  $Ce^{4+}$  sont directement affectées, ce qui influence ensuite la manifestation ou non d'anomalies dans la distribution du cérium. De plus,  $Ce^{4+}$  est incorporé dans les hydroxydes de fer et de manganèse qui se forment rapidement au sein de certaines solutions (Möller et Bau, 1993). Les anomalies légèrement négatives en cérium ( $Ce/Ce^* = 0,03 - 1,63$ , moyenne de 0,55) observées dans la plupart des fluorites ainsi que dans les calcites ( $Ce/Ce^* = 0,018 - 1,64$ , moyenne de 0,56) de Bou-Izourane (Figure 4.20a, c), ainsi que dans les roches encaissantes telles que les calcaires du Lias associés, suggèrent une interaction des fluides sources avec les roches dans un environnement réducteur (Möller et al., 1998).

Cependant, il n'y a pas de corrélation évidente entre les distributions des anomalies en Eu et en Ce dans les fluorites et les calcites provenant de différents sites de Bou-Izourane (Figure 4.20a, c). Cette absence de corrélation limite la capacité de reconstituer l'évolution des conditions de précipitation à travers les différents sites du district de Bou-Izourane.

Les anomalies en yttrium reflètent la complexation des fluides avec le F (Möller et al., 1998). En particulier, les anomalies positives en Y indiquent une forte complexation du F et/ou une interaction fluide-roche le long du trajet du fluide minéralisateur (Bau et Dulski, 1995; Wood, 1990a, b; Sallet et al., 2005; Schwinn et Markl, 2005; Schönenberger et al., 2008). L'enrichissement en yttrium (Y) dans les fluorites ( $Y/Y^* = 1,10-8,83$ , avec une moyenne de 2,88) ainsi que dans les calcites ( $Y/Y^* = 0,70-4,46$ , avec une moyenne de 1,99) est attribuable aux constantes de stabilité significativement supérieures des complexes Y-fluorés par rapport aux complexes Ho-fluorés (Bau, 1996 ; Bau et Dulski, 1995 ; Figure 4.20b, d). Il est toutefois important de noter que l'anomalie en yttrium pourrait aussi être influencée par des sources externes telles que le fluide hydrothermal ou les roches encaissantes. Cette hypothèse est étayée par le fait que toutes ces roches, y compris les roches magmatiques de Tamazeght, présentent de légères anomalies positives en yttrium dans leurs compositions. Le découplage de l'Y par rapport aux ETR est une caractéristique commune des fluides hydrothermaux dominés par les complexes F (Möller et al., 1998).

Salvi et al. (2000) ont proposé que le transport de HFSE "High field strength element" (Nb, Zr, Ta, Hf, Ti) et de REY dans le système magmatique-hydrothermal de Tamazeght se soit produit par complexation OH-F, ce qui nécessite un fluide avec une concentration élevée en F avec l'absence quasi-totale de Ca (Salvi et al., 2000).

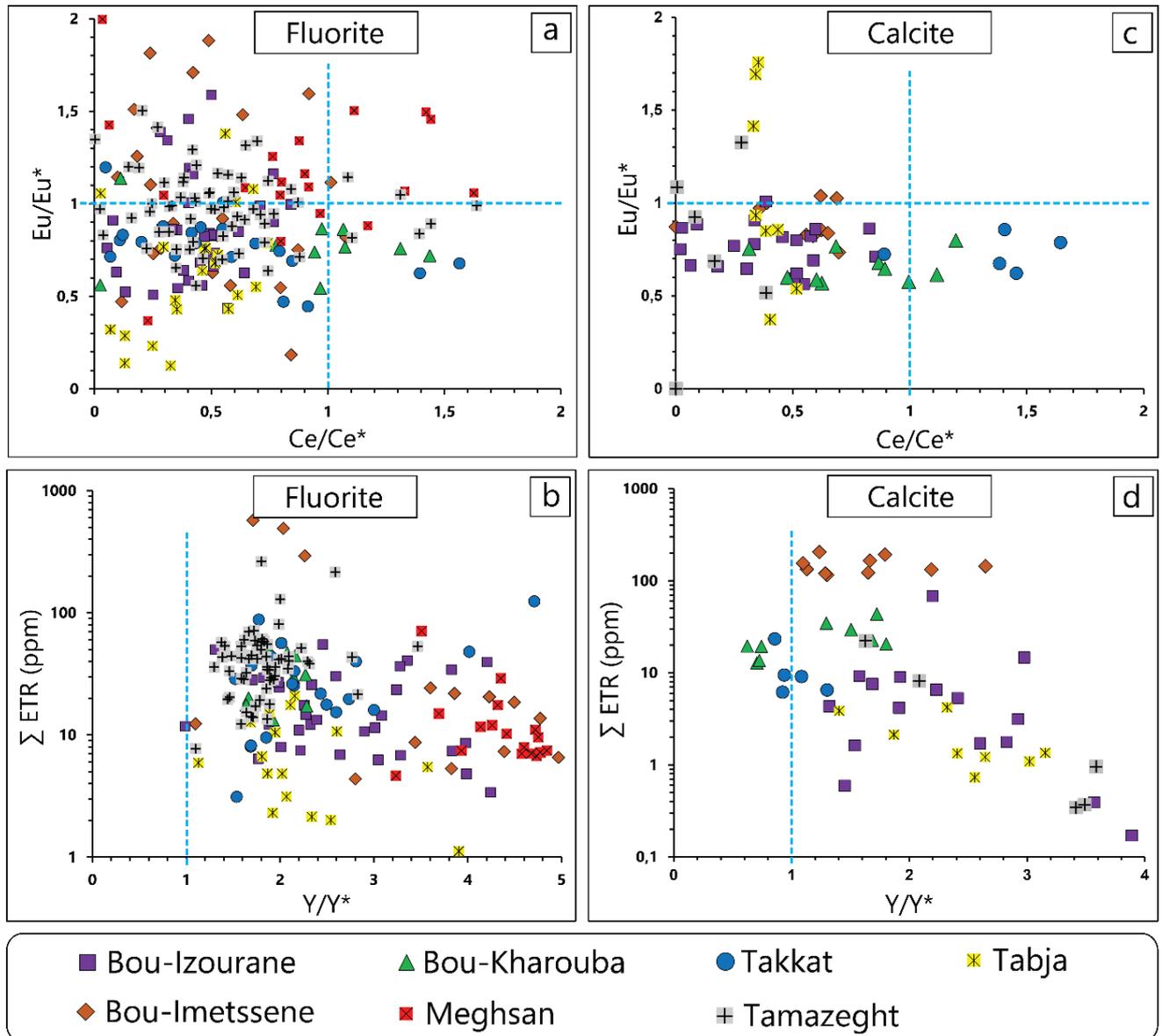


Figure 4.20: a, c) Diagramme montrant la variation de  $(Eu/Eu^*)$  par rapport à  $(Ce/Ce^*)$  pour la fluorite et la calcite dans divers sites de la région de Bou-Izourane; b, d) Graphique de la variation des éléments des terres rares (ETR) en fonction du ratio  $(Y/Y^*)$  pour la fluorite et la calcite présentes dans les différents sites du district de Bou-Izourane. Les anomalies élémentaires en Eu ( $(Eu/Eu^*)$ ), Ce ( $(Ce/Ce^*)$ ) et Y ( $(Y/Y^*)$ ) sont exprimées selon les formules données par Bau et Dulski, (1996) et Zhang et al. (2014) comme suit :  $(Eu/Eu^*) = Eu_N / (0.67Sm_N + 0.33Tb_N)$ ,  $(Ce/Ce^*) = Ce_N / (0.5La_N + 0.5Pr_N)$ ,  $(Y/Y^*) = Y_N / (0.5Dy_N + 0.5Ho_N)$ ; N : Normalisation à la chondrite (Sun et McDonough, 1989).

### 3.4. Evolution des ETR dans les zones de croissance

#### 3.4.1. Fluorite

Les cristaux de fluorite observés dans le site de Tamazeght présentent fréquemment des zonations concentrique significatives en lumière naturelle (*Figure 4.21a*), cependant, de telles zonations ne sont pas observées en cathodoluminescence (*Figure 4.21b*). Cela est illustré par l'échantillon TM2 (site de Tamazeght), pour lequel des analyses ont été réalisées en ciblant différentes zones au sein de la fluorite (*Table 4.5*). Afin de mieux comprendre l'évolution de la composition du fluide minéralisateur pendant le processus de cristallisation, des analyses élémentaires par LA-ICP-MS ont été effectuées le long de quatre transects à travers ces zones de croissance, allant du centre vers la périphérie du cristal (*Figure 4.21a*). Lorsque des générations successives de fluorite cristallisent à partir d'une solution dans un système minéralisateur fermé, un phénomène d'appauvrissement global en éléments des terres rares (ETR) se produit (*Schwinn et Markl, 2005*). Par conséquent, les dernières générations de fluorite à cristalliser présentent généralement des concentrations en ETR plus faibles. Les distributions en ETR pour chaque analyse sont illustrées et sont reliées aux numéros correspondant à leur emplacement à la surface du cristal (*Figure 4.21a*). Les distributions en ETR normalisées par rapport à la chondrite (*Sun et McDonough 1989 ; voir Figure 4.22*) affichent une uniformité dans leur forme, bien que l'on puisse observer une corrélation entre les teneurs les plus faibles en ETR au cœur du cristal et les teneurs les plus élevées à la bordure du cristal. Cette observation pourrait suggérer des variations de degré de sursaturation ou de rapport fluide/fluorite durant le processus de cristallisation de la fluorite (*Schwinn et Markl ; 2005*). Cette tendance inverse reflète une évolution contradictoire à celle proposée par *Schwinn et Markl. 2005* (où l'appauvrissement en ETR va du centre à la périphérie). Par conséquent, nous ne pouvons pas clairement identifier un système minéralisateur fermé à l'origine de ces minéralisations en fluorite.

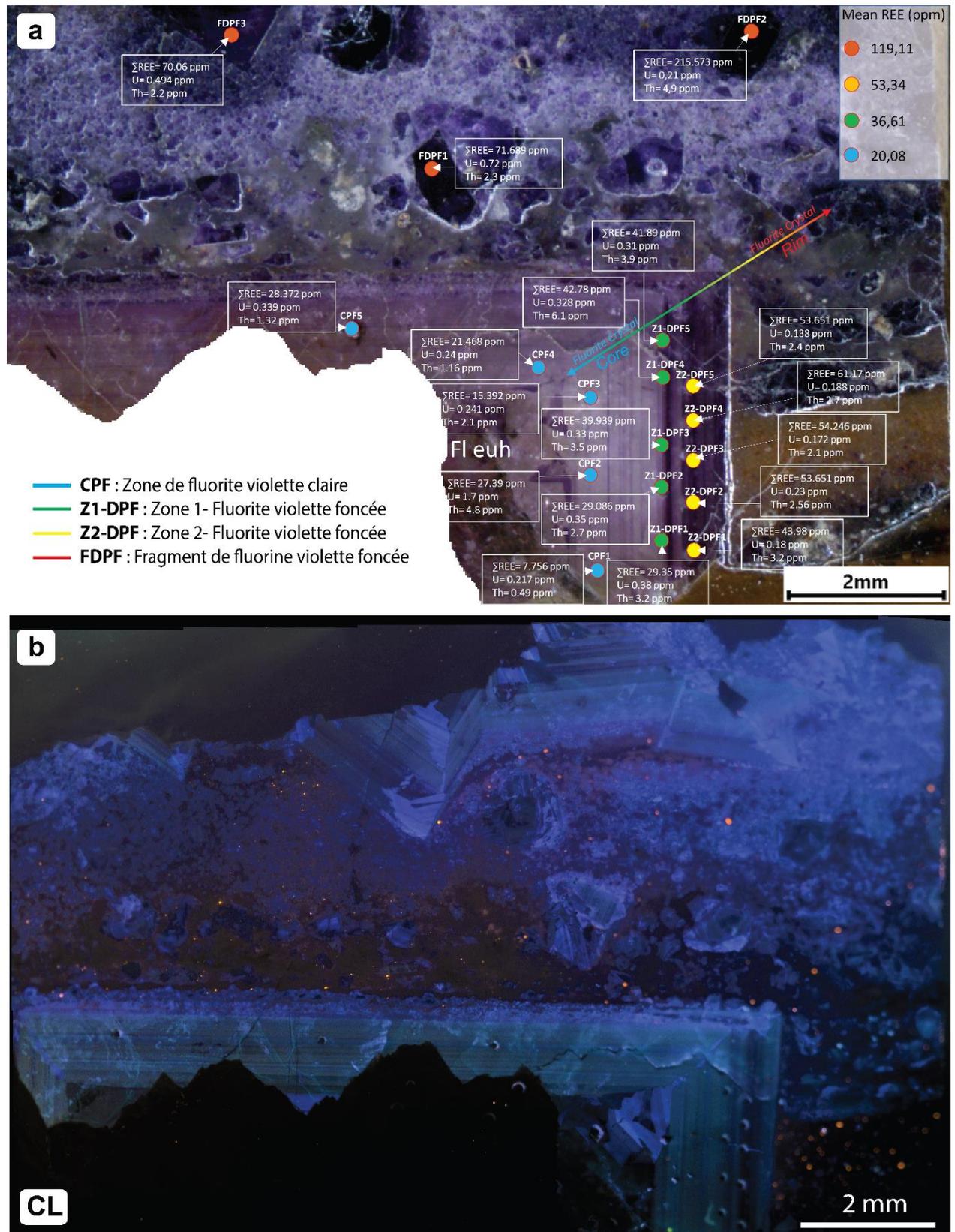


Figure 4.21: a) Analyses LA-ICPMS dans un cristal de fluorite violette zonée (site de Tamazeght) ; b) Image en cathodoluminescence (CL) correspond au cristal de la fluorite zonée.

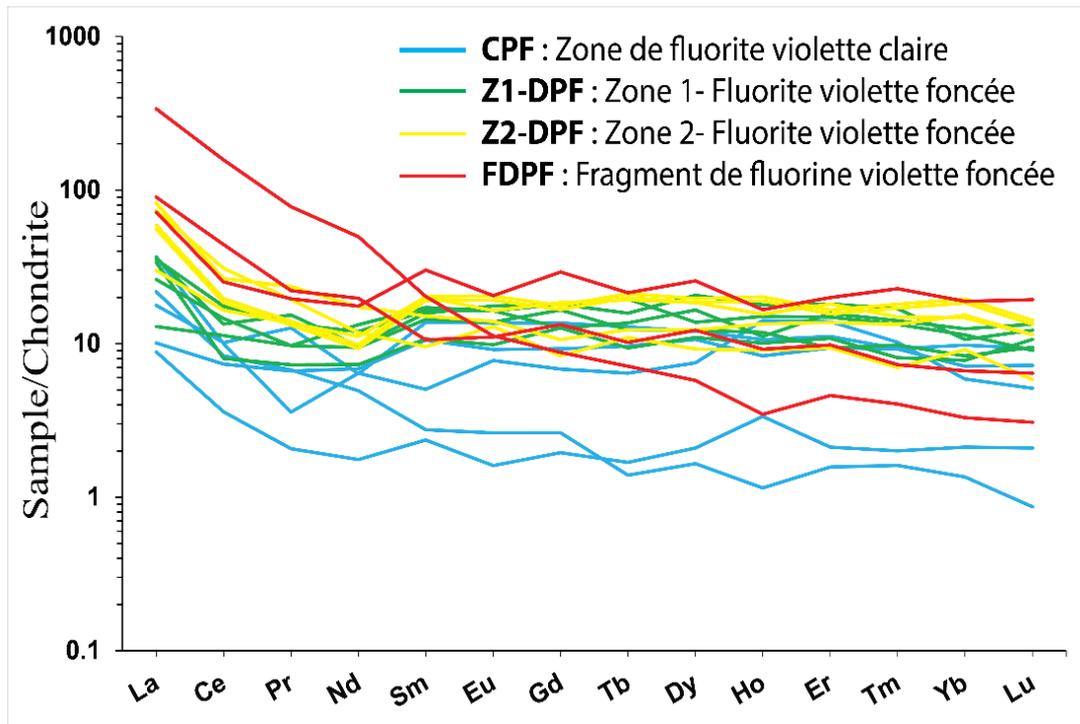


Figure 4.22: Spectres des ETR normalisés par rapport à la chondrite (Sun et McDonough, 1989) pour les différentes zones de la fluorite zonée du site de Tamazeght.

Table 4.5: Composition élémentaire de la fluorite zonée (en ppm).

Zone	Point d'analyse	Éléments des ETR dans la fluorite													
		La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
CPF	1	2,09	2,2	0,196	0,82	0,36	0,093	0,4	0,063	0,53	0,19	0,35	0,051	0,36	0,053
	2	8,7	6,1	0,34	3	0,77	0,45	1,4	0,24	1,9	0,8	2,3	0,26	1	0,13
	3	5,15	5,1	0,64	2,3	0,42	0,152	0,54	0,052	0,42	0,065	0,26	0,041	0,23	0,022
	4	4,2	6,2	1,2	2,97	2,1	0,79	2,8	0,48	3,06	0,6	1,84	0,236	1,66	0,236
	5	2,39	4,5	0,63	3,2	1,61	0,53	1,9	0,36	2,7	0,47	1,55	0,235	1,21	0,183
Z1-DPF	1	3,06	6,9	0,92	4,4	2,2	0,8	3,4	0,46	3,1	0,67	1,54	0,25	1,41	0,24
	2	8	4,9	0,69	3,4	1,64	0,57	2,6	0,35	2,78	0,57	1,79	0,206	1,32	0,27
	3	8,6	8,2	1,46	4,5	2,41	1,02	3,7	0,73	3,5	0,85	2,46	0,34	1,94	0,229
	4	8,4	10,7	1,27	5,6	2,5	0,95	2,6	0,51	4,2	0,63	2,6	0,36	2,12	0,34
	5	6,2	8,9	0,92	6,2	2,63	0,95	3,7	0,59	5,24	1,01	3	0,43	1,81	0,31
Z2-DPF	1	7,09	10,1	1,29	5,2	3,08	0,95	3,8	0,72	4,7	0,88	3	0,38	2,5	0,29
	2	14	12	1,33	4,6	3,1	1,18	3,63	0,79	5	1,14	2,74	0,461	3,32	0,36
	3	17,4	18,9	1,84	5,5	1,46	0,75	1,71	0,41	2,34	0,51	1,55	0,178	1,55	0,148
	4	19,5	16,2	2,23	8,1	2,31	0,81	2,18	0,46	3,12	0,76	2,27	0,34	2,6	0,29
	5	14	12	1,33	4,6	3,1	1,18	3,63	0,79	5	1,14	2,74	0,461	3,32	0,36
FDPF	1	21,3	27	2,1	9,2	1,62	0,64	2,73	0,38	3,1	0,52	1,62	0,186	1,13	0,163
	2	80	96	7,4	23,2	3,1	0,65	1,8	0,266	1,46	0,196	0,76	0,103	0,56	0,078
	3	17	15,4	1,86	8,2	4,6	1,19	6	0,8	6,5	0,94	3,3	0,58	3,2	0,49

### 3.4.2. Calcite

Au sein du site de Bou-Izourane, les cristaux de calcite hydrothermale se forment après la fluorite et comblent les fissures qui la traversent (*Achmani et al., 2023 ; Figure 4.23a*). Ce processus de remplissage est fréquemment caractérisé par des zonations moins luminescentes en cathodoluminescence, en particulier au niveau de la jonction entre la fluorite et la calcite (*Figure 4.23b, c*). Cette constatation pourrait fournir des informations essentielles concernant l'évolution des mécanismes de précipitation et de remplissage des fissures, ainsi que l'impact des interactions complexes entre les fluides et les minéraux environnants à cet endroit précis. C'est pourquoi des analyses LA-ICP-MS ont été entreprises sur ces zonations, dans le but de retracer les variations des terres rares.

Les concentrations d'ETR pour chaque analyse sont exposées et liées aux numéros correspondants indiquant leur position à la surface du cristal (*Figure 4.23b, c ; Table 4.6*). On remarque que la calcite luminescente (CI b, *Figure 4.23b* ; CI c, *Figure 4.23c*) présente des concentrations en ETR relativement faibles (1,78 – 6,56 ppm), avec une anomalie négative remarquable en cérium (Ce) (*Figure 4.23d, e*). Toutefois, les zonations concentriques au sein de la calcite montrent des teneurs légèrement élevées (4,36 – 68,28 ppm), et révèlent une corrélation systématique avec la direction de croissance, où les concentrations en ETR montrent une diminution graduelle depuis le cœur jusqu'aux bords du cristal (*Figure 4.23d, e*).

La présence d'une anomalie négative en Ce dans nombreuses calcites hydrothermales témoigne de variations des conditions redox ; où le  $Ce^{3+}$  peut être converti en  $Ce^{4+}$  par oxydation (*Bau et Möller, 1992 ; Vaniman et Chipera, 1996 ; Sandström et Tullborg, 2009*). Une origine plausible pour les terres rares présentes dans la calcite serait leur lixiviation depuis la roche-mère pendant les interactions entre le fluide et la roche. Néanmoins, l'enrichissement systématique en ETR observé, qui va du cœur vers les bords du cristal dans les zones moins luminescentes, pourrait être attribué aux processus d'interactions entre le fluide responsable de la formation de la calcite et les minéraux de fluorite environnants déjà précipités.

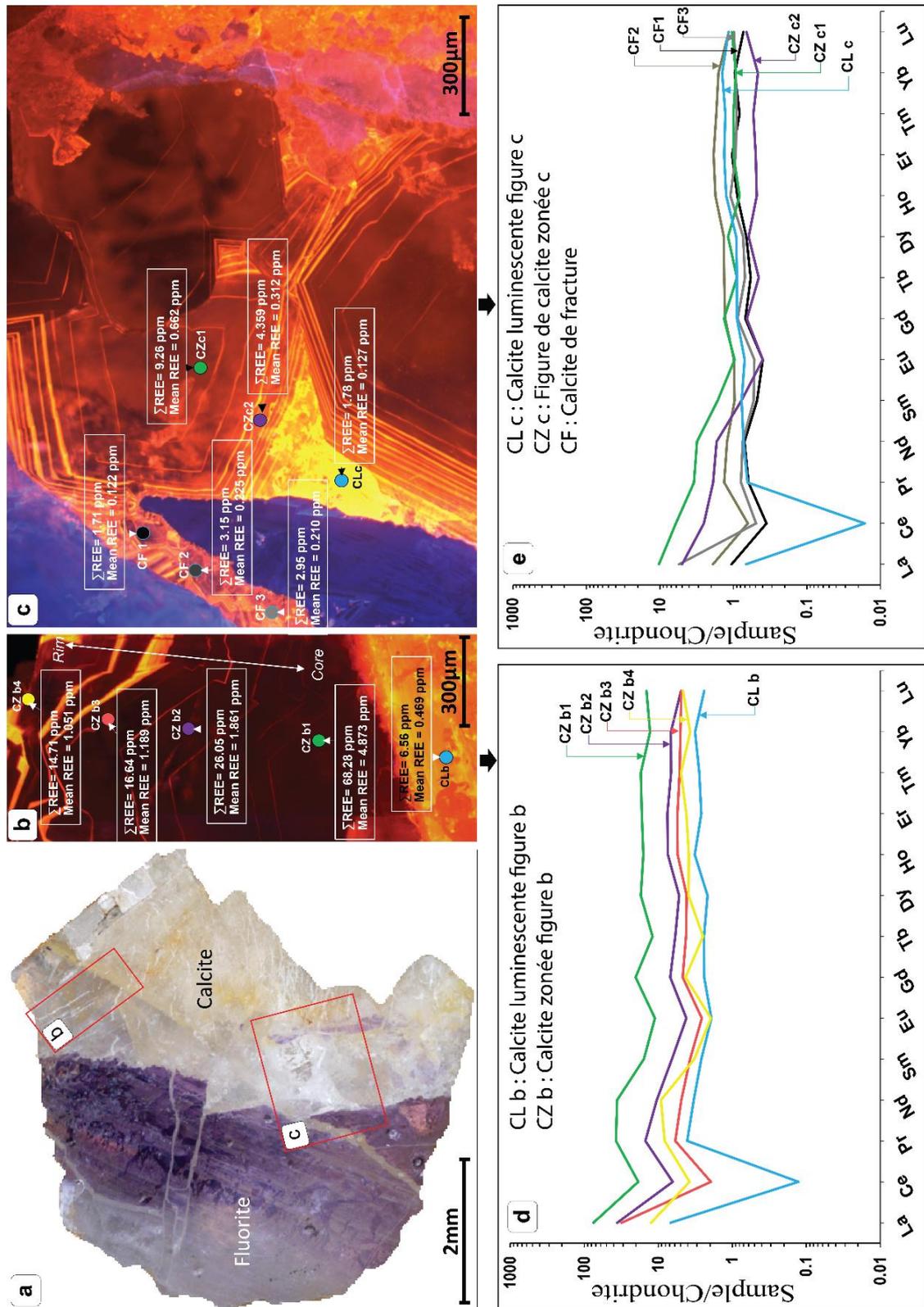


Figure 4.23: a) Spécimen illustre comment la fluorite entre en contact avec la calcite qui précipite ultérieurement et remplit les fissures qui traversent la fluorite dans le site de Bou-Izourane; b,c) Images obtenues par cathodoluminescence (CL) révèlent la zonation de la calcite tardive en contact de la fluorite du site de Bou-Izourane; Spectres ETR normalisés par rapport à la chondrite (Sun and McDonough 1989) pour les différentes zones de la calcite dans le site de Bou-Izourane: d) figure b; e) figure c.

Chapitre 4 : Origine des gisements de fluorite dans le district de Bou-Izourane et ses relations avec le complexe magmatique de Tamazeght

Table 4.6 : Composition élémentaire de la calcite zonée (en ppm).

Zone	Point d'analyse	Eléments des ETR dans la calcite													
		La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
Zone b	CL b	1,62	0,0779	0,386	1,55	0,4	0,111	0,492	0,09	0,548	0,182	0,433	0,0712	0,54	0,061
	CZ b1	17,8	11,4	3,54	16,8	2,4	0,645	4,16	0,446	4,37	0,9	2,76	0,44	2,19	0,366
	CZ b2	8,5	3,9	1,42	4,9	1	0,242	1,42	0,22	1,33	0,42	1,25	0,171	1,15	0,125
	CZ b3	7,4	1,19	0,56	2,28	0,57	0,15	0,96	0,158	1,05	0,31	0,91	0,131	0,85	0,124
	CZ b4	2,96	2,31	0,78	4,3	0,5	0,113	0,88	0,093	0,99	0,218	0,689	0,126	0,63	0,118
Zone c	CF1	0,251	0,217	0,059	0,33	0,073	0,0231	0,141	0,0217	0,169	0,05	0,172	0,021	0,163	0,0186
	CF2	0,45	0,39	0,127	0,57	0,147	0,057	0,265	0,0499	0,342	0,099	0,307	0,0436	0,271	0,0294
	CF3	1,3	0,3	0,075	0,35	0,081	0,03	0,18	0,026	0,187	0,062	0,154	0,0232	0,158	0,025
	CZ c1	2,44	3,7	0,326	1,46	0,251	0,056	0,276	0,0334	0,3	0,0466	0,165	0,0255	0,157	0,0266
	CZ c2	1,18	1,54	0,179	0,79	0,119	0,0231	0,135	0,0169	0,157	0,0273	0,082	0,0136	0,079	0,0168
	CL c	0,16	0,01	0,061	0,34	0,118	0,0408	0,184	0,0334	0,232	0,071	0,221	0,0328	0,242	0,0296

3.5. Origine des halos d'irradiation dans la fluorite

Au site de Bou-Imtessene, des dépôts de fluorite montrent des variations de couleur allant du violet au lilas, présentant en outre des halos d'irradiations qui se forment à l'intérieur de la fluorite (Achmani et al., 2023 ; Figure 4.24).

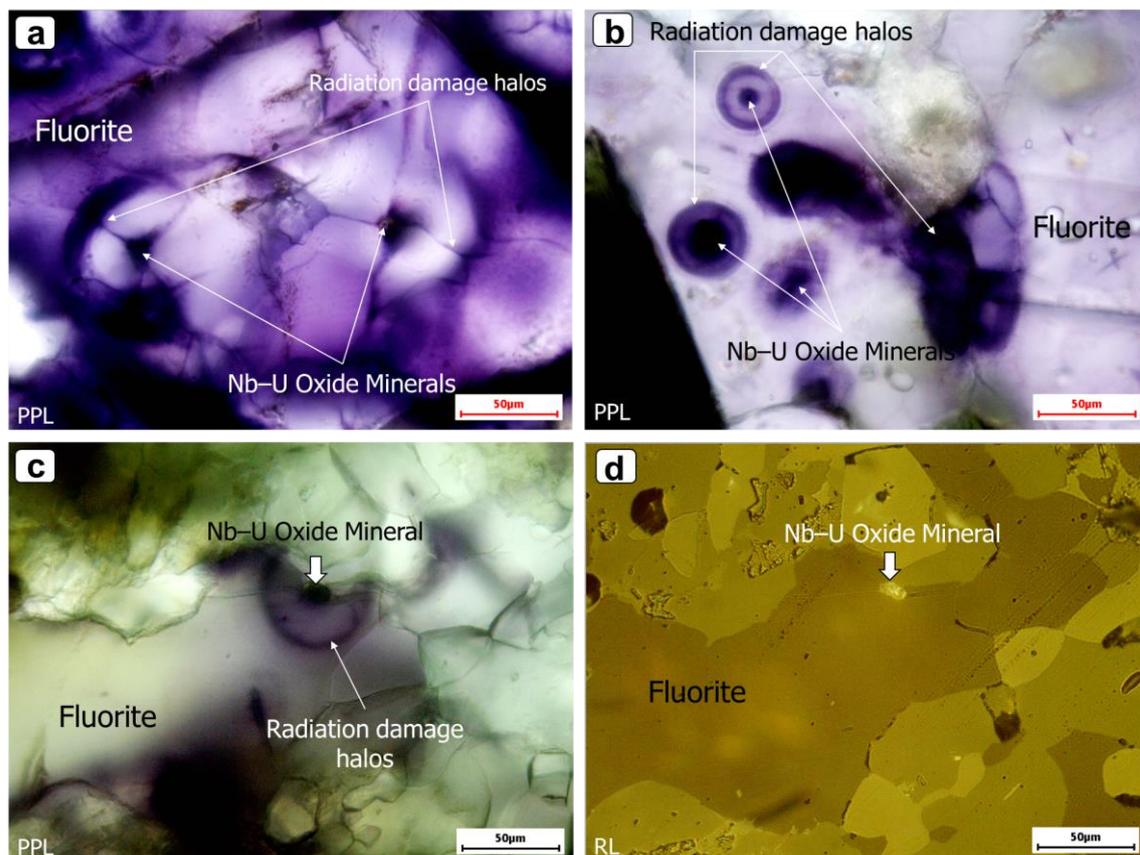


Figure 4.24: Microphotographies des halos d'irradiation associés à la présence de pyrochlores dans la fluorite de Bou-Imtessene.

L'analyse pétrographique et au microscope électronique à balayage (MEB) des fluorites de Bou-Imtessene a révélé la présence de minéraux riches en niobium et uranium localisés au cœur de ces halos d'irradiations dans la fluorite (Achmani et al., 2023 ; Figure 4.25d-e). L'examen des roches syénitiques encaissantes a également démontré la présence de minéraux similaires, riches en niobium et uranium, inclus dans les zircons de ces syénites (Figure 4.25a-c). Pour identifier ces minéraux riches en niobium et uranium, des analyses ont été réalisées à l'aide d'une microsonde électronique (Electron Probe Microanalyzer, EPMA) à la fois sur les minéraux emballés dans la fluorite et sur ceux inclus dans les zircons des syénites (Table 4.7).

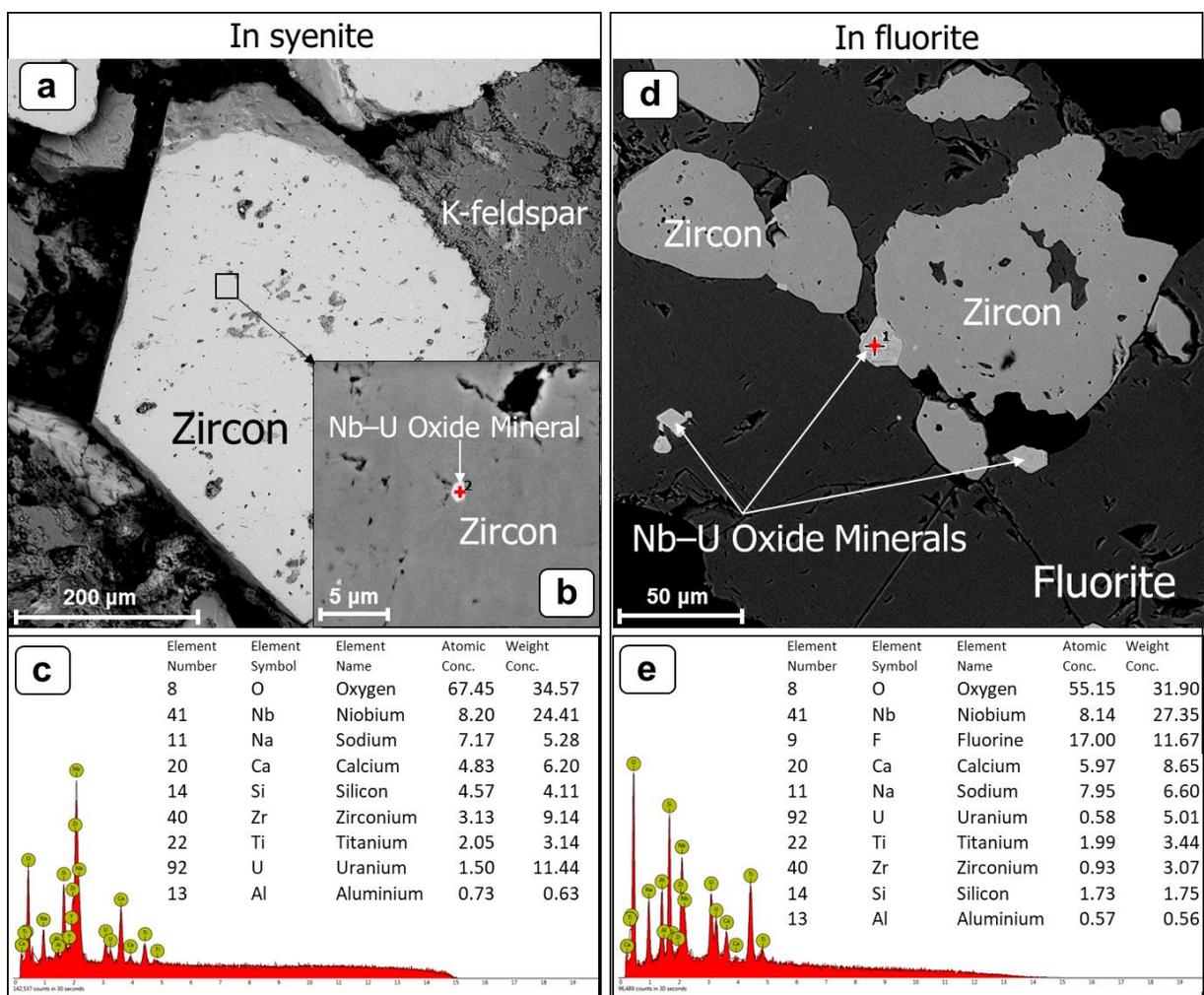


Figure 4.25: a, b et c) Photographies au microscope électronique à balayage (MEB) et spectres de dispersion d'énergie (EDS) des minéraux appartenant au groupe pyrochlore, qui sont inclus dans les cristaux de zircon issus de la syénite de Bou-Imtessene. d et e) Image MEB (Achmani et al., 2023) et spectres EDS des minéraux pyrochlores retrouvés dans la fluorite de Bou-Imtessene en association avec la dissolution du zircon.

Chapitre 4 : Origine des gisements de fluorite dans le district de Bou-Izourane et ses relations avec le complexe magmatique de Tamazeght

Selon la classification IMA (*International Mineralogical Association*) des minéraux appartenant au groupe des pyrochlores (*Hogarth 1977, modifiée par Nickel 1992*), ces minéraux Nb-U appartiennent à la famille des pyrochlores (*Figure 4.26*), présentant des concentrations d'uranium très élevées (~16 % en poids ; *Figure 4.27 ; Table 4.7*). Ces caractéristiques les placent dans la catégorie des uranopyrochlores.

Table 4.7 : Composition chimique (% en poids) des minéraux du groupe pyrochlore emballés dans la fluorite et la syénite de Bou-Imetssene. (Ld : limite de détection)

Minéraux du groupe pyrochlore							
Elément (wt.%)	Dans la fluorite				Dans la syénite		
	Pyr- F1	Pyr- F2	Pyr- F3	Pyr- F4	Pyr- S1	Pyr- S2	Pyr- S3
F	0,005	0,014	0,065	0,085	1,079	0,375	0,208
Na	0,011	0,168	0,186	0,113	2,938	1,767	1,310
Ca	3,421	1,171	1,495	3,120	2,919	1,922	1,729
Ti	11,078	10,710	11,421	11,118	7,073	7,651	7,281
Zr	0,131	0,000	0,387	Ld	1,800	1,203	1,658
Nb	28,937	32,127	33,241	28,083	47,673	46,878	44,648
Pb	0,244	Ld	0,080	Ld	0,165	Ld	0,260
Th	0,192	0,088	0,208	Ld	0,114	Ld	0,079
U	22,976	24,995	20,010	27,697	8,64	4,498	7,403

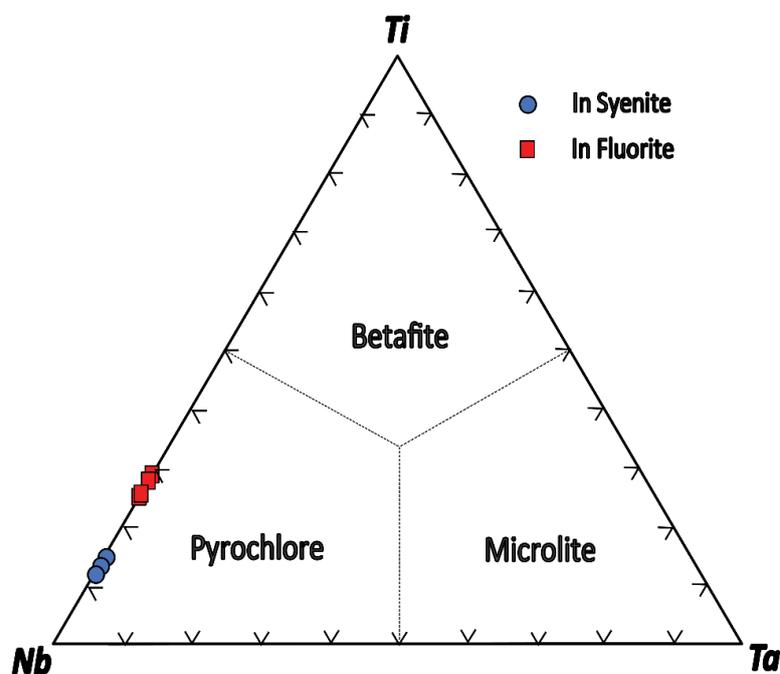


Figure 4.26: Données WDS pour les minéraux Nb-U associés à la fluorite et les syénites du Bou-Imetssene projetées sur le diagramme triangulaire du groupe pyrochlore Nb-Ta-Ti (*Hogarth 1977*), modifié par la règle des 50 % selon les recommandations de *Nickel (1992)*.

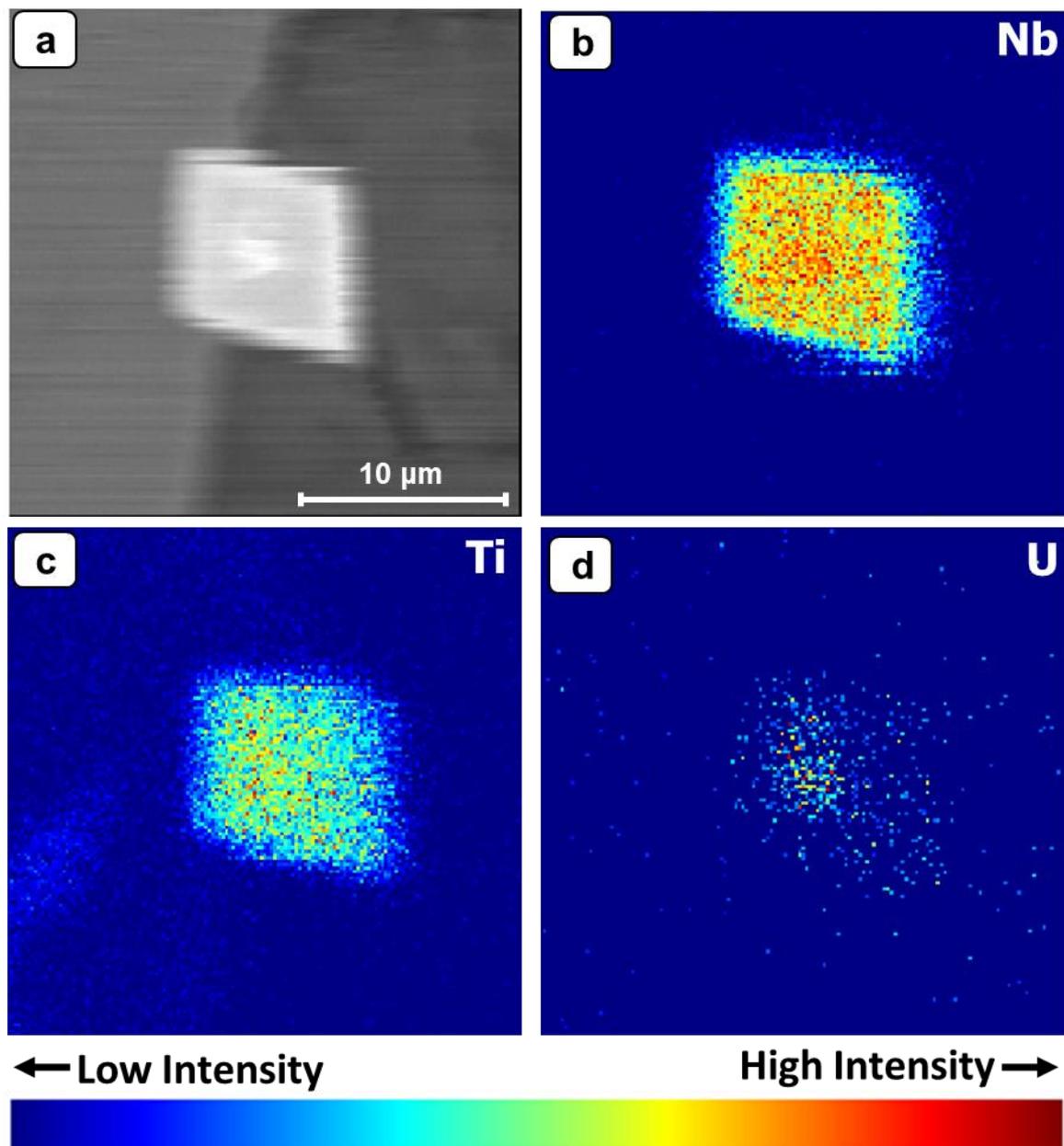


Figure 4.27: Cartes par spectroscopie dispersive en longueur d'onde (WDS) des distributions élémentaires dans le groupe des pyrochlores associés à la fluorite de Bou-Imtessene.

Salvi *et al.*, 2000 ; Sheard *et al.*, 2012, ont démontré que la présence de fluor augmente la solubilité du zircon et la mobilité du Zr dans les fluides hydrothermaux dérivés du magma dans les roches alcalines à per-alcalines. Par conséquent, il est très plausible que l'altération alcaline des syénites de Bou-Imtessene par des fluides salins riches en fluor ait engendré la dissolution du zircon (Achmani *et al.*, 2023), ce phénomène étant associé à la libération et au piégeage des uranypyrochlores insolubles à l'intérieur de la fluorite durant la cristallisation. Les particules alpha ( $\alpha$ ) émises par les radionucléides de la chaîne de désintégration de l'uranium, (Dill and Weber, 2010), ont laissé des marques dans la structure cristalline de la fluorite, prenant la forme de petites

zonations autour des minéraux d'uranopyrochlores (Figure 4.28).

En revanche, dans le site de Meghsan, qui se distingue par des fluides de faible salinité (~ 3 wt% equiv. NaCl ; Achmani et al., 2023), et malgré les conditions identiques en termes de roches encaissantes et la présence de fluor, aucun halo d'irradiation ni de phénomène de dissolution des zircons n'ont été observé. Il est donc probable que la forte salinité des fluides soit responsable de la dissolution du zircon au site de Bou-Imtessene et non pas seulement la concentration en fluor.

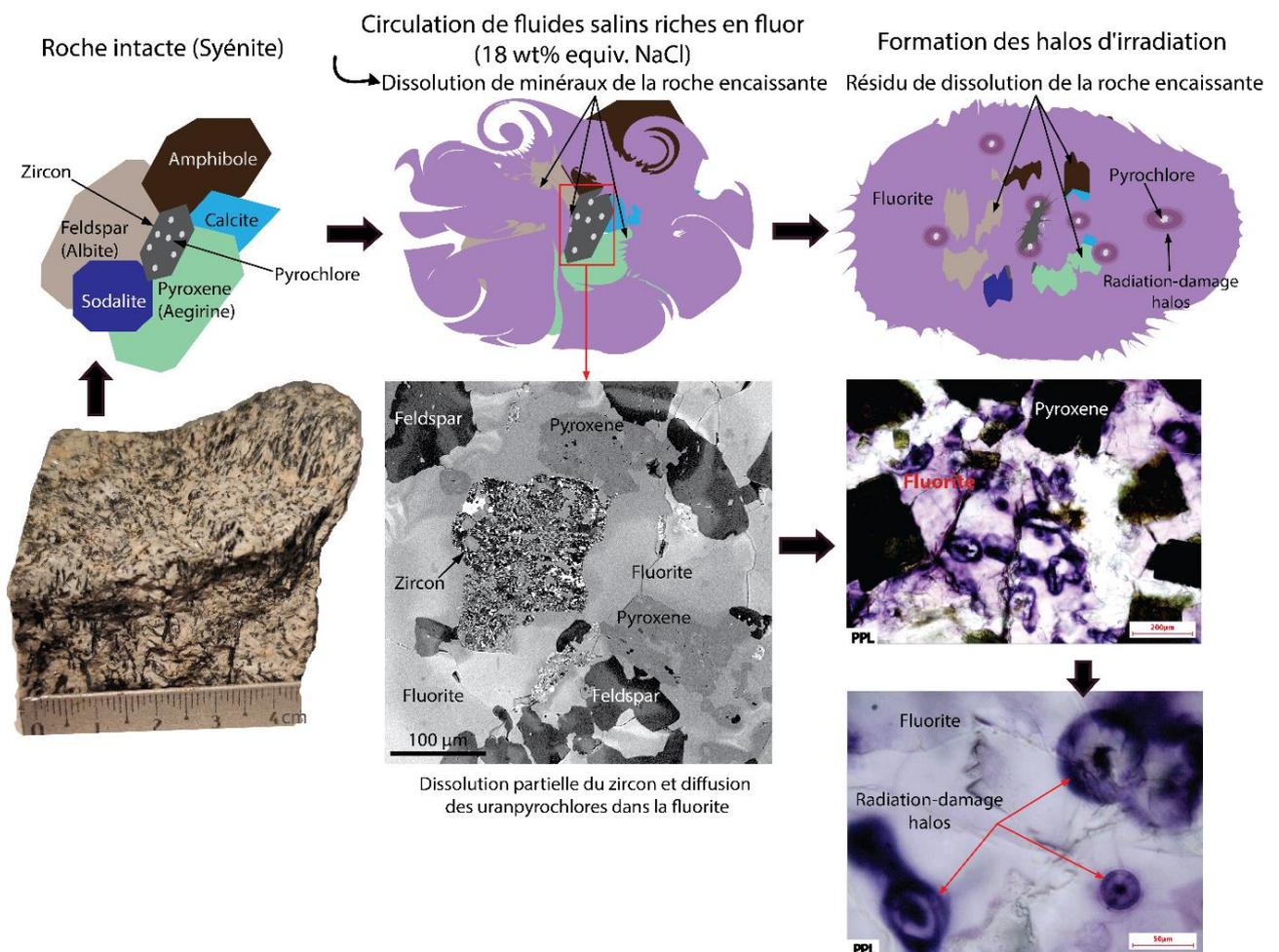


Figure 4.28: Processus de formation des halos d'irradiations dans la fluorite de Bou-Imtessene.

#### 4. Conclusion

Dans la région de Bou-Izourane, la fluorite présente deux occurrences de minéralisations distinctes. D'une part, la fluorite liée étroitement aux syénites et aux skarns d'origine hydrothermale météorique, mais avec l'intervention de fluides tardi-magmatiques. Ces fluorites semblent avoir été précipitées au cours de la percolation des fluides carbonatitiques, vers environ

39 ± 3 Ma (Agard, 1977). D'autre part, on retrouve également des fluorites associées aux roches carbonatées du Lias. Cette occurrence pourrait être reliée au lessivage des roches magmatiques de Tamazeght, dont les carbonatites. Cette séquence temporelle suggère que les fluorites encaissées dans les roches carbonatées ont été précipitées au cours des derniers 35 Ma, c'est-à-dire après la mise en place des carbonatites. Le point commun significatif entre les deux cas de minéralisation réside dans l'importance de la dissolution des roches encaissantes, un facteur clé dans le processus de formation de la fluorite. Ce phénomène est caractérisé par la dissolution de la calcite présente dans les formations rocheuses carbonatées du Lias, ainsi que la dissolution des minéraux constitutifs des syénites, dont les zircons. En effet, cette interaction entre les fluides et les roches encaissantes contribue à la libération des éléments nécessaires (Ca) à la formation des cristaux de fluorite. Ainsi, de la dissolution de la calcite à la décomposition des minéraux des syénites, ce processus complexe favorise la cristallisation de la fluorite au sein des formations carbonatées et syénitiques de la région de Bou-Izourane.

## Chapitre 5

# **Géochronologie du gisement et des roches du complexe de Tamazeght**

## 1. Introduction

L'exploration des évolutions géologiques et des événements temporels qui ont façonné une région donnée est une quête cruciale pour la compréhension complète de son histoire géologique. Parmi les outils puissants à notre disposition, la géochronologie se révèle essentielle pour déterminer les âges de formation des minéraux et des roches, permettant ainsi de reconstituer la chronologie des processus géologiques. Dans ce contexte, le présent chapitre se focalise sur la géochronologie U-Pb par ablation laser ICP-MS du gisement de fluorite et des roches du complexe de Tamazeght. L'objectif principal sera de parvenir à une détermination minutieuse de l'âge des principaux événements magmatiques caractéristiques du complexe de Tamazeght. Parallèlement, nous viserons également à déterminer, le plus précisément possible, les âges de cristallisation de la fluorite, de la calcite post-fluorite et de la calcite associée aux failles au sein des gisements de fluorite de Bou-Izourane.

## 2. Article 2 (*en cours de préparation*): Three stages in the formation of the Tamazeght magmatic complex (central Moroccan High Atlas): Constraints from apatite, zircon and titanite U-Pb geochronology

### Résumé :

Le complexe magmatique intraplaque de Tamazeght (ou Tamazert), situé au Haut Atlas Central du Maroc, s'est formé pendant l'Éocène à la suite de mouvements de cisaillement compressifs N-S, liés à la convergence entre l'Afrique et l'Europe ainsi qu'à l'ouverture de l'océan Atlantique. Les âges de mise en place de certaines roches formant ce complexe ont été jusqu'ici obtenus par datation radiométrique K/Ar sur biotite (carbonatite, monzonite) et feldspath K (dykes de néphéline) et par géochronologie Rb-Sr sur roche totale (monzodiorite néphélinique). Dans ce papier, nous complétons ces données par de nouvelles datations radiométriques U-Pb sur zircons, titanites et apatites, en incluant des roches du complexe qui jusqu'ici n'avaient pas été encore datées. Trois épisodes magmatiques majeurs ont été identifiés. Le premier (~ 47-44 Ma) correspond aux roches plutoniques de la séquence de cumulats ultrabasiques jacupirangite-ijolite, dont l'âge n'était pas documenté jusqu'ici. Le deuxième épisode (~ 44-40 Ma) concerne des unités plutoniques plus différenciées, défini par deux âges U-Pb sur zircons extraient de syénites, et

cohérents avec les âges obtenues par d'autres méthodes radiométriques disponibles dans la littérature. En outre, nous obtenons un âge U-Pb sur titanite de  $43.17 \pm 1.50$  Ma pour la formation d'un dyke de lamprophyre situé au sud du complexe magmatique de Tamazeght, à proximité du gisement de fluorite de Bou-lzourane. Celui-ci peut être rattaché au deuxième épisode magmatique. Enfin, la phase magmatique tardive du complexe (~ 40-35 Ma) implique l'intrusion et/ou l'extrusion de plusieurs dykes de carbonatite, de lamprophyre et de phonolite.

### 2.1. Introduction

L'histoire de l'orogénèse Alpine dans le Haut Atlas marocain est complexe et comporte plusieurs phases, comme l'ont démontré diverses études (Görler *et al.*, 1988 ; Jacobshagen *et al.*, 1988 ; Giese et Jacobshagen, 1992 ; Frizon de Lamotte *et al.*, 2000 ; Morel *et al.*, 2000 ; El Harfi *et al.*, 2001, 2006 ; Missenard *et al.*, 2007 ; Ellero *et al.*, 2020). Cette histoire comprend une phase précoce de l'orogénèse Alpine, qui s'est produite à la fin du Crétacé et du Paléocène (Froitzheim, 1984 ; Froitzheim *et al.*, 1988 ; Fekkak *et al.*, 2018), ainsi que deux autres phases de déformation survenues plus tard, à l'Éocène supérieur et au Pliocène-Quaternaire. Il convient également de noter qu'une phase supplémentaire de déformation miocène a été suggérée pour le Haut Atlas occidental (Leprêtre *et al.*, 2015, 2018). Le magmatisme cénozoïque dans la région méditerranéenne, en particulier dans le Haut Atlas, pourraient provenir d'une activité magmatique liée à un panache asthénosphérique énorme qui est remonté sous l'Europe occidentale et l'Afrique du Nord au début du Cénozoïque (Missenard, 2006 ; Lustrino et Wilson, 2007 ; Frizon de Lamotte *et al.*, 2008 ; Lanari *et al.*, 2023). La répartition temporelle et spatiale du volcanisme intraplaque situé au-dessus du corridor lithosphérique nord-ouest africain, auquel le complexe de Tamazeght appartient, pourrait très probablement découler de l'interaction complexe entre plusieurs facteurs. Ces facteurs incluent la délamination de la lithosphère subcontinental, l'apport de matériau en provenance d'un panache mantellique de type canarien, et la réactivation possible de structures géologiques héritées, potentiellement influencées par la convergence entre les plaques Afrique et Europe (Missenard, 2006 ; Lustrino et Wilson, 2007 ; Duggen *et al.*, 2009 ; Berger *et al.*, 2009 ; Bouabdellah *et al.*, 2010b).

Les travaux menés par Jeremine (1949), Agard (1960, 1973 et 1977); et Kchit (1990) sur le complexe magmatique de Tamazeght (Figure 5.1), ont distingués trois grands épisodes magmatiques. i) épisode donne par la mise en place des "pyroxénites et des pegmatitoïdes ijolitiques"; ii) épisode donnant lieu aux syénites "néphéliniques" et aux "monzonites"; iii) troisième épisode, représenté par la mise en place tardive de roches alcalines volcaniques et

filoniennes dont les carbonatites, les phonolites, les trachytes et les lamprophyres. Les carbonatites et les dykes de néphéline post-syérites ont respectivement des âges radiogéniques de  $35 \pm 3$  Ma (K/Ar (biotite)- [Klein et Harmand, 1985](#)) et  $39 \pm 3$  Ma (K-Ar (Feldspath K)- [Agard, 1977](#)). [Tisserant et al., \(1976\)](#) ont également établi les âges Rb-Sr (roche totale) de  $44 \pm 4$  Ma pour la monzodiorite néphélinique et de  $42 \pm 3$  Ma (K-Ar (biotite) pour la monzonite. Cet écart temporel significatif nous a incités à remettre en question l'âge de formation des autres roches de Tamazeght. Cependant, aucune datation radiométrique par géochronologie U-Pb sur zircon n'a jusqu'alors été entreprise pour vérifier ces âges et les compléter. De ce fait, des lacunes de connaissance subsistent. L'âge du premier épisode magmatique, représenté par des cumulats ultrabasiques, est inconnu. Des roches largement répandues sur le complexe magmatique, telles les syérites, n'ont pas été datées. L'obtention d'âges précis dans cette étude est d'une importance cruciale pour une meilleure compréhension géochronologique et interprétation des processus géodynamiques dans la région de Tamazeght, ainsi que pour établir des corrélations géochronologiques entre les événements magmatiques dans la région méditerranéenne. Enfin, des études récentes ont montré que des dykes de lamprophyres se sont mis en place au sud du complexe de Tamazeght, notamment dans la région de Bou-Izourane où un gisement de fluorite encaissé dans les calcaires et marnes du Jurassique inférieur est actuellement exploité ([Achmani et al., 2023](#)). L'âge de mise en place de ces filons de lamprophyres, dont l'extension spatiale dépasse celle du complexe de Tamazeght, n'est déterminé à l'heure actuelle que de manière relative.

L'objectif de cette partie de l'étude est ainsi de combler les lacunes existantes sur les âges de mise en place des roches constitutives du complexe magmatique de Tamazeght. Pour cela, nous avons entrepris l'extraction de zircons et d'apatites dans des échantillons de roches variées et représentatives des trois stades de formation du complexe, afin de les dater par géochronologie U-Pb. Ces résultats nous permettront de réévaluer l'âge du complexe magmatique de Tamazeght et d'examiner en détail les principaux épisodes de mise en place des intrusions magmatiques ainsi que les implications géodynamiques de ces événements à l'échelle du Haut Atlas.

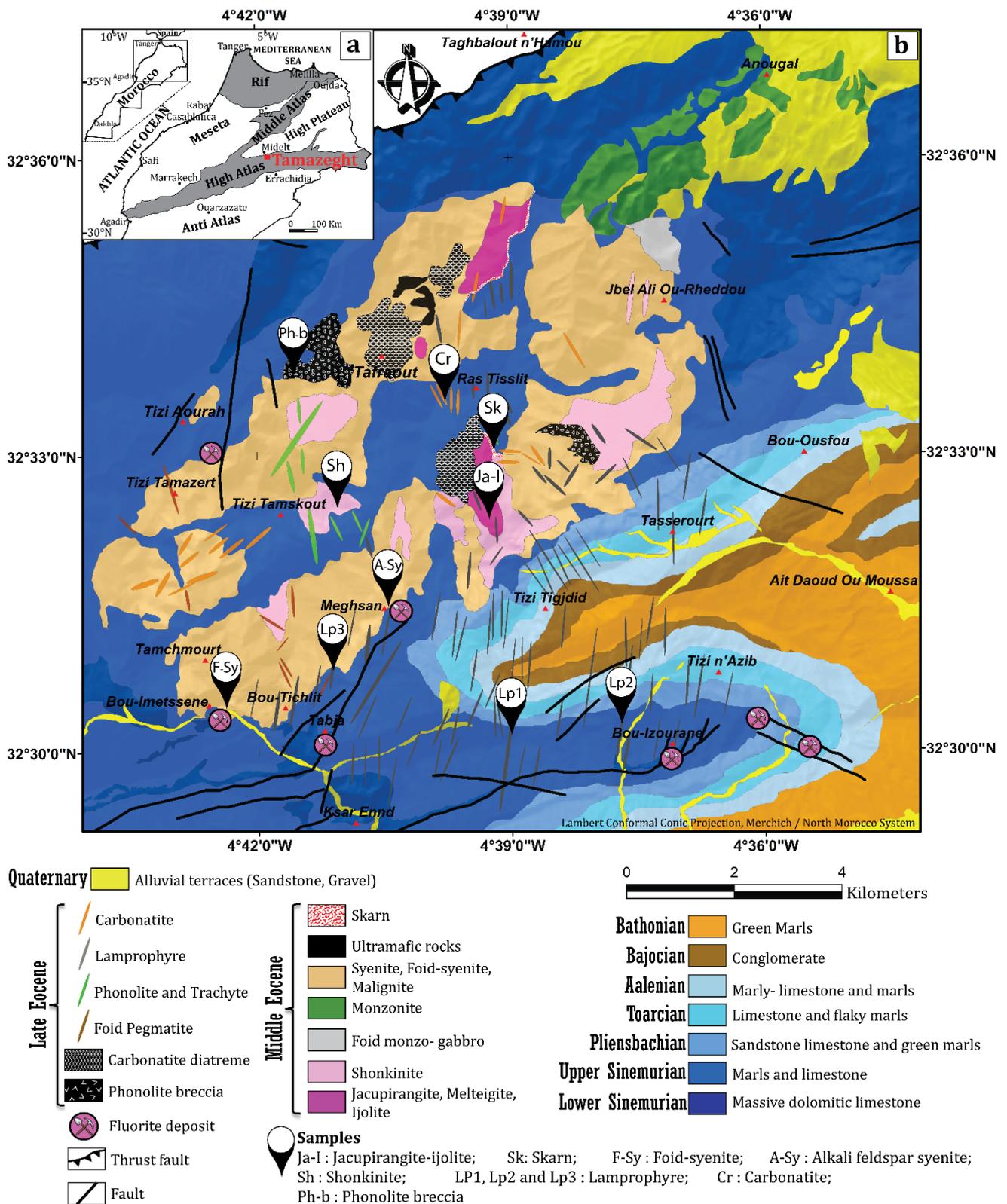


Figure 5.1: (a). Carte structurale simplifiée du nord du Maroc. (b). Carte géologique du complexe magmatique éocène de Tamazeght (Agard, 1973; Kchit, 1990; Marks et al., 2008; Schilling et al., 2009; Bouabdellah et al., 2010b; Achmani et al., 2023), montrant la localisation des roches échantillonnées.

## 2.2. Contexte géologique

La région Méditerranéenne, à la limite entre la plaque africaine et eurasienne, est caractérisée au Cénozoïque par un contexte géodynamique de rapprochement entre ces deux plaques lithosphériques induisant une forte activité ignée (*Wilson et Downes, 1991, 2006 ; Wilson et Bianchini, 1999 ; Lustrino et Wilson, 2007 ; Lustrino et al., 2011*).

Le complexe de Tamazeght s'est formé dans les montagnes du Haut Atlas Central du Maroc, en se mettant en place dans les calcaires et les marnes du Lias à une profondeur inférieure à 3 km (*Salvi et al., 2000; Marks et al., 2008*). Ce processus s'est déroulé pendant l'Éocène au sein d'une structure géologique en forme de graben, à la suite de mouvements de cisaillement compressifs N-S, liés à la convergence de l'Afrique et de l'Europe, ainsi qu'à l'ouverture E-W de l'océan Atlantique (*Tisserant et al., 1976 ; Laville and Harmand, 1982 ; Bailey, 1992; Aït Brahim et al., 2002, Frizon de Lamotte et al., 2009*). Ce complexe est considéré comme étant d'origine mantellique (HIMU-OIB type), le reliant à un panache mantellique pendant le Cénozoïque (*Bouabdli et al., 1988 ; Bernard-Griffiths et al., 1991; Duggen et al., 2009; Berger et al., 2009 ; Bouabdellah et al., 2010b*). Ce complexe est constitué de différentes unités syénitiques contenant des feldspaths qui ont été produites dans un contexte anorogénique, y compris des unités ultramafiques, gabbroïques, shonkinitiques, monzonitiques (*Bouabdli et al., 1988, Kchit, 1990, Al-Haderi et al., 1998, Salvi et al., 2000, Marks et al., 2008 ; Figure 5.1*). Le complexe est traversé par de multiples dykes de carbonatite, lamprophyre, phonolite, trachyte d'orientations NW-SE et N-S (*Aghchmi, 1984 ; Bouabdli et al., 1988 ; Kchit, 1990, 2007 ; Khadem-Allah, 1993 ; Mourtada, 1997, Al-Haderi et al., 1998*). Deux grands ensembles pétrographiques (*Table 5.1*) y ont été reconnus (*Jeremine, 1949 ; Agard, 1973; Kchit, 1990 ; Al-Haderi et al., 1998*): Le premier ensemble, à caractère plutonique est composé de roches dont les compositions varient depuis des cumulas ultrabasiques (jacupirangites, melteigites, ijolites) jusqu'à des termes différenciés (shonkinites, syénites foïdiques et monzonites, accompagnées de pegmatites foïdiques et aplites). Le contact entre ce premier ensemble et les carbonates jurassiques se distingue par la formation d'une auréole de métamorphisme de type skarn. Quant au deuxième ensemble, de nature hypovolcanique, est représenté par d'importants systèmes filoniens de carbonatites, lamprophyres, phonolites, microsyénites foïdiques et trachytes, et par des brèches de carbonatites et de phonolites.

Table 5.1: Les unités magmatiques de Tamazeght et leurs types de roches selon les données de Jeremine, 1949 ; Agard, 1973; Kchit, 1990 ; Al-Haderi et al., 1998.

Ensemble magmatique	Type de roche
Ensemble plutonique	Cumulus ultrabasiques Roches différenciées
	Jacupirangites, melteigites, ijolites Shonkinites, syénites foïdiques, malignites monzonites, pegmatites foïdiques et aplites
Ensemble filoniens "hypovolcanique"	Carbonatites, lamprophyres, phonolites, microsyénites foïdiques, trachytes, brèches de carbonatites et de phonolites

En ce qui concerne l'origine de la grande diversité lithologique observée dans le complexe magmatique de Tamazeght, *Bouabdli et al. (1988)* ainsi que *Kchit (1990)* ont suggéré, en se basant sur des données géochimiques, que toutes les unités rocheuses découlaient de la cristallisation fractionnée d'un magma parental commun de composition néphélinitique ou monchiquitique. Ce magma parental était considéré comme résultant d'une fusion partielle à faible degré d'une source mantellique amphibole-lherzolite carbonatée, et les carbonatites auraient émergé par immiscibilité liquide (*Bouabdli et al., 1988*). Cependant, *Marks et al. (2008)*, ont envisagé que les divers types de roches découlaient probablement de lots de fusion distincts issus d'une source mantellique hétérogène (l'hétérogénéité étant due à des processus d'enrichissement métasomatique antérieurs) ou avaient été formés à partir d'une source mantellique stratifiée.

D'après *Bouabdli et al. (1988)*, les lamprophyres de Tamazeght (monchiquites) ont subi un processus de différenciation significatif, caractérisé par le fractionnement de l'olivine, du pyroxène et du mica au stade précoce et du pyroxène, de l'amphibole, du mica et des phases accessoires (apatite et pérovskite) au stade ultérieur. La distribution des éléments majeurs et traces dans ces lamprophyres ainsi que les observations pétrographiques suggèrent deux étapes successives de fractionnement (*Bouabdli et al., 1988*). Le premier stade correspond à la gamme de [Mg] ( $[Mg/(Mg+Fe^{2+})]$  avec  $Fe^{3+}/Fe^{2+} = 0,20$ ) entre 0,70 et 0,50 où les principales phases de fractionnement sont l'olivine, le pyroxène et le mica. Le deuxième stade se situe dans la plage de [Mg] entre 0,50 et 0,40. A ce stade de la différenciation, l'olivine a disparu et l'amphibole et l'apatite ont commencé à cristalliser. En plus des dykes qui ont traversé les carbonatites et qui sont en dehors de cette tendance de [Mg] (*Bouabdli et al., 1988*). Ces dernières lamprophyres enrichis en ETR légères sont soit dérivées d'un parent différent, soit ont été affectées par l'interaction avec les carbonatites aux teneurs très élevées en terres rares (*Bouabdli et al., 1988*).

Par ailleurs, *Bouabdellah et al. (2010b)*, ont signalé la présence de lamprophyres traversés par des unités de carbonatites orientées NE-SW.

L'histoire tardive du complexe de Tamazeght implique plusieurs étapes : d'abord, les effets d'un fluide autométasomatique, matérialisés par la cristallisation des EGM (minéraux du groupe des eudialytes) et l'albitisation des feldspaths voisins, ensuite, l'infiltration d'un fluide dérivé des carbonatites associées, et enfin, l'ouverture du système aux fluides météoriques (*Schilling et al., 2009*). Ces événements tardifs se manifestent également par la précipitation de la fluorite dans cette région (*Schilling et al., 2009, Achmani et al., 2020, 2023*).

### 2.3. Méthodes

Des échantillons de roches ont été prélevés pour chaque épisode magmatique identifié dans les recherches menées par *Jeremine en 1949, Agard en 1960, 1973 et 1977, et Kchit en 1990 (Figure 5.1; Table 5.2)*. Les roches ont été broyées par un concasseur à mâchoires, puis passés à travers des tamis de 200 et 63  $\mu\text{m}$ . Les fractions entre 63 et 200  $\mu\text{m}$  ont été récupérés et rincées avec de l'eau du robinet puis de l'eau distillée et séchées à l'étuve à 40 °C pendant quelques heures. Les minéraux lourds ont été séparés par densimétrie avec du bromoforme. La fraction lourde est ensuite traitée au séparateur magnétique. Des zircons, apatites et titanites sont collectés visuellement sous la loupe binoculaire au sein de la fraction non magnétique. Les échantillons de carbonatite (Cr1) et de phonolite (Ph-b) n'ont pas fourni de zircon, ni d'apatite ni de titanite. La calcite de la carbonatite (Cr1) a été repérée en vue d'une datation U-Pb (*Figure S2.1; Annexe 2*). Les apatites séparées pour les échantillons de jacupirangite-ljolite (Ja-l), lamprophyres (Lp1, Lp2 et Lp3), la shonkinite (Sh) et le skarn (Sk), ainsi que les zircons séparés pour la foid-syénite (F-Sy), la syénite à feldspath alcalin (A-Sy) et les titanites récupérées de lamprophyre (Lp1), ont été montés en époxy et polis (*Figures S2.2, S2.3 et S2.4; Annexe 2*).

Les grains de zircon polis pour les échantillons F-Sy et A-Sy ont été analysés par spectromètre de masse à plasma inductif Element XR de Thermo Scientific™ à ablation laser (LA-ICP-MS) ArF 193 nm de Teledyne Photon Machines au laboratoire Géosciences Paris-Saclay (GEOPS). Les zircons ont été ablatés à une fluence de 3  $\text{J}\cdot\text{cm}^{-2}$ , avec un diamètre d'ablation de 35  $\mu\text{m}$  et de pré-ablation de 40  $\mu\text{m}$  et à une fréquence de 10 Hz avec une acquisition de fond de 30 s suivie de 30 s d'ablation. Les zircons provenant de la zone d'étude ont été analysés en utilisant le standard du verre (NIST610) et deux standards zircons, Plešovice (PSV :  $337.13 \pm 0.37$  Ma ; *Sláma et al., 2008*) et GJ-1 ( $\sim 609$  Ma ; *Jackson et al., 2004*). Les âges moyens déterminés pour les zircons PSV et GJ-1 au cours de cette étude étaient de  $339.5 \pm 6$  Ma (erreur de 2 sigma, n = 12)

et de  $594 \pm 4$  Ma (erreur de 2 sigma, n = 12), respectivement.

Table 5.2: Localité d'échantillonnage et description des échantillons du complexe magmatique de Tamazeght.

Echantillon	Type de roche	Localisation	Coordonnées GPS	Mode d'occurrence	Description (aspect et texture)	Minéraux lourds (apatite/zircon/titanite)
Ja-1	Jacupirangite-ijolite	Assif Tisselit	Long: 4°39'10"W Lat: 32°32'24"N	Pluton	Texture d'ijolite de minéraux moyens à grossiers	Apatite
Sk	Skarn	Assif Tisselit	Long: 4°39' 08"W Lat: 32°32'56"N	Auréole métamorphique	Skarn avec dendrites occasionnelles lié au jacupirangite-ijolite	Apatite
Sh	Shonkinite	Tamazeght	Long: 4°40'58"W Lat: 32°32'25"N	Pluton	Texture de shonkinite de grain moyen à grossier	Apatite
F-Sy	Foid-syénite	Bou-Imetessene	Long: 4°42'30"W Lat: 32°30'30"N	Pluton, coupole	Syénite à texture moyenne à grossière, contenant de la néphéline et de l'aégirine	Zircon
A-Sy	Alkali feldspar syénite	Meghsan	Long: 4°40'14"W Lat: 32°31'53"N	Pluton, coupole	Syénite de texture moyenne à grossière, contenant des feldspaths alcalins roses et des pyroxènes vert foncé (aégirine).	Zircon
Cr1	Carbonatite	Issali Igban	Long: 4°40'20"W Lat: 32°33'33"N	Dyke	Carbonatites blanches à grain fin (sövite) recoupant des formations calcaires liasiques	Non disponible
Ph-b	Brèche subvolcanique (brèche de phonolite)	Tafraout	Long: 4°41'30"W Lat: 32°33'42"N	Corps subvolcanique	Brèche volcanique composée de fragments anguleux et d'une matrice distincte à grains fins	Non disponible
Lp1	Lamprophyre	Bou-izourane	Long: 4°39'04"W Lat: 32°30'12"N	Dyke	Dyke de lamprophyre à texture fine recoupant les formations calcaires liasiques	Apatite et titanite
Lp2	Lamprophyre	Bou-izourane	Long: 4°37'54"W Lat: 32°30'26"N	Dyke	Dyke de lamprophyre à texture fine recoupant les formations calcaires liasiques	Apatite
Lp3	Lamprophyre	Tabja	Long: 4°41'05"W Lat: 32°30'43"N	Dyke	Dyke de lamprophyre à texture fine recoupant la syénite	Apatite

Au sein de la Plateforme Analytique GeOHeLiS de l'Université de Rennes 1 située au laboratoire des Géosciences de Rennes (OSUR), des datations U-Pb ont été réalisées avec la méthode LA-ICP-MS sur les grains polis d'apatite provenant des échantillons Ja-I, Sk, Sh, Lp1, Lp2 et Lp3, ainsi que sur les grains du titanite de l'échantillon Lp1. Un laser ESI NWR193UC Excimer couplé à un ICP-MS quadripole Agilent 7700x a été utilisé. Pour les apatites, un faisceau laser de 50  $\mu\text{m}$  de diamètre, une fréquence de 5 Hz et une fluence de 5.8 J/cm<sup>2</sup>, ont été utilisés avec les standards d'apatites Madagascar (485 Ma ; [Thomson et al., 2012](#)) comme standard primaire, et McClure (523,5 Ma ; [Schoene et Bowring, 2006](#) ; [Thomson et al., 2012](#)) comme standards de contrôle. Pour les titanites, un diamètre de spot d'ablation de 35  $\mu\text{m}$  avec une fréquence de 4 Hz et une fluence de 6,8 J/cm<sup>2</sup> ont été utilisés avec le standard de la titanite LAC (520 Ma, [Pedersen et al. 1989](#)). L'âge moyen obtenu pour les titanites LAC au cours de cette étude s'est établi à 536  $\pm$  16 Ma (erreur de 2 sigma, n = 8). Toutes les données de datation des échantillons sont répertoriées dans les [tables S2.1, S2.2 et S2.3 \(Annexe 2\)](#). Les données brutes U-Pb sur zircon, apatite et titanite ont été traitées avec Lolite4 ([Paton et al., 2011](#)). Les diagrammes et les calculs d'âges ont été obtenus avec un diagramme Tera-Wasserburg <sup>238</sup>U/<sup>206</sup>Pb versus <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb en utilisant IsoplotR ([Vermeesch, 2018](#)).

#### 2.4. Résultats

Des grains d'apatite ont été isolés pour les échantillons de Jacupirangite-ijolite (Ja-I, ~ 30 grains), de skarn (Sk, ~ 20 grains), de shonkinite (Sh, ~ 40 grains), de lamprophyres (LP1, ~ 40 grains ; LP2, ~ 38 grains) et LP3, ~ 30 grains), ainsi que des cristaux de zircon transparents prismatique pour la foid-syérite (F-SY, ~ 30 grains). De grands cristaux de zircon dipyramidaux ont été isolés pour la syérite à feldspath alcalin (A-SY, ~ 35 grains), ainsi que près de 40 cristaux de titanite du lamprophyre (LP1). Des illustrations des minéraux extraits sont disponibles en [annexe 2 \(Figures S2.2, S2.3 et S2.4\)](#).

Les résultats de la datation U-Pb des échantillons de zircon, titanite et apatite prélevés dans les roches du complexe magmatique de Tamazeght sont les suivants ([Table 5.3](#)) :

- Échantillon Ja-I (Jacupirangite-ijolite) : Les apatites de jacupirangite-ijolite ont révélé un âge de 47.07  $\pm$  1.44 Ma (n = 21, MSWD = 1.1 ; [Figure 5.2a](#)) ;
- Échantillon Sk (Skarn) : Les apatites provenant de l'auréole de métamorphisme lié au jacupirangite-ijolite donnent un âge de 47.25  $\pm$  1.18 Ma (n=11, MSWD = 2 ; [Figure 5.2b](#)) ;

- Échantillon F-Sy (Foid-syenite) : Les zircons de F-Sy donnent un âge de  $44.62 \pm 0.45$  Ma (n = 25, MSWD = 1.9 ; *Figure 5.2c*) ;
- Échantillon A-Sy (Alkali feldspar syenite) : Les zircons de A-Sy donnent un âge de  $40.52 \pm 1.20$  Ma (n = 13, MSWD = 3.2 ; *Figure 5.2d*) ;
- Échantillon Lp1 (Lamprophyre) : Les titanites de Lp1 donnent un âge de  $43.17 \pm 1.50$  Ma (n = 30, MSWD = 0.69 ; *Figure 5.2e*) ;

La calcite de la carbonatite (Cr1), présente des rapports  $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$  très faibles ne permettant pas une datation. Les échantillons de Sh, Lp1, Lp2 et Lp3 fournissent des cristaux d'apatite fracturés et recristallisés (*Figures S2.5, Annexe 2*). Les essais de datation sur ces cristaux ont montré qu'ils ne peuvent fournir de datation valable, et ont donc été exclus. Néanmoins, d'autres tests de datation U-Pb supplémentaires sont en cours sur les cristaux provenant de lamprophyre.

Table 5.3: Ages géochronologiques U-Pb des roches du complexe magmatique de Tamazeght.

Echantillon	Type de roche	Age (Ma)	$2\sigma$ (Ma)	Méthode et minéral
Ja-I	Jacupirangite-ijolite	47.07	1.44	U-Pb Apatite (LA-ICPMS)
Sk	Skarn	47.25	1.18	U-Pb Apatite (LA-ICPMS)
F-Sy	Foid- Syénite	44.62	0.45	U-Pb Zircon (LA-ICPMS)
A-Sy	Syénite à feldspath alcalin	40.52	1.20	U-Pb Zircon (LA-ICPMS)
Lp1	Lamprophyre	43.17	1.50	U-Pb Titanite (LA-ICPMS)

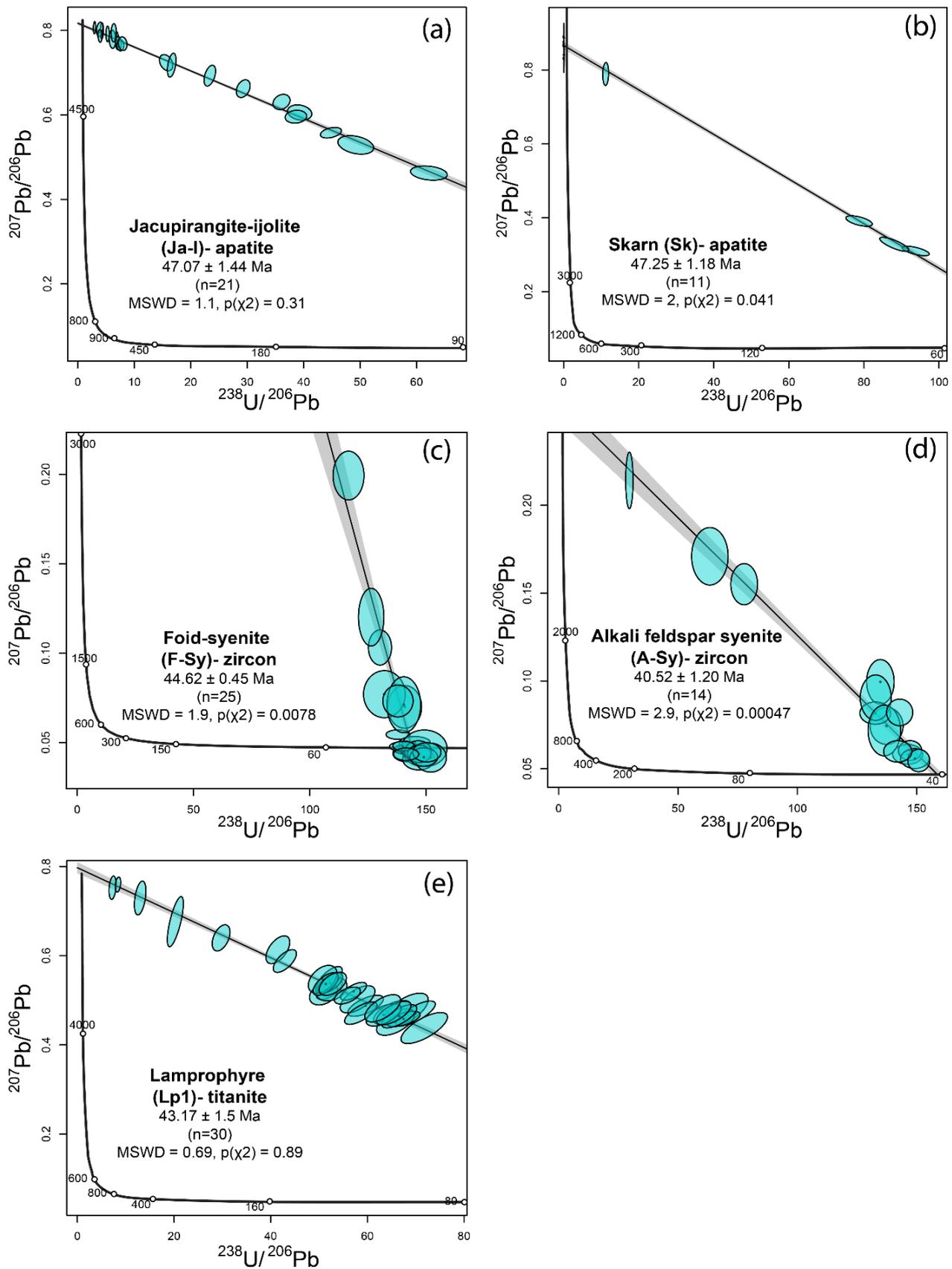


Figure 5.2: Diagrammes de concordance Tera-Wasserburg montrant les données  $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$  par rapport aux données  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  pour les roches de Tamazeght. (a) Jacupirangite-ijolite; (b) Skarn; (c) Foid- syénite; (d) Syénite à feldspath alcalin; (e) Lamprophyre.

## 2.5. Discussion

### 2.5.1. Interprétation des âges U-Pb et comparaison avec d'autres données géochronologiques

*Tisserant et al. (1976)* ont daté 03 échantillons (K/Ar sur biotite) provenant de monzonite et 02 échantillons de monzodiorite néphélinique (Rb-Sr - *roche totale*) des différents affleurements de la même intrusion qui ont donné des âges de  $42 \pm 3$  Ma pour la monzonite et  $44 \pm 4$  Ma pour la monzodiorite néphélinique. *Agard (1960, 1973 et 1977)*, *Jeremine (1949)* ont précédemment identifié que ces roches datées, sont attribuables au deuxième épisode magmatique.

Selon l'hypothèse émise par *Aghchmi (1984)*, *Bouabdli et al. (1988)*, *Kchit (1990)*, *Mourtada (1997)*, *Al-Haderi et al. (1998)*, *Salvi et al. (2000)*, *Marks et al. (2008)*, et *Bouabdellah et al. (2010b)*, les syénites et les monzonites néphéliniques du complexe de Tamazeght se sont formées concomitamment et plusieurs dykes intrusifs et extrusifs de carbonatite et de lamprophyre se sont alors mis en place dans le dernier stade de l'activité magmatique. Néanmoins, le premier épisode du complexe magmatique de Tamazeght, correspondant à des cumulats ultrabasiques, n'a jamais fait l'objet de datations. L'échantillon de jacupirangite-ijolite (Ja-I), récolté lors d'une de nos missions sur le terrain, présente un âge de  $47.07 \pm 1.44$  Ma. L'échantillon de skarn (SK) en auréole de contact autour de ces unités montre un âge de  $47.25 \pm 1.18$  Ma, semblable au jacupirangite-ijolite. Ces âges (U-Pb- apatite) représentent les plus anciens âges pour le complexe de Tamazeght et pourraient ainsi correspondre à la première activité magmatique du complexe (*Figure 5.3*). Les unités syénitiques, qui entourent et englobent les unités de jacupirangite-ijolite, sont attribuées au deuxième épisode magmatique rapporté par *Agard en 1960, 1973 et 1977*, *Jeremine en 1949 et Kchit en 1990*. Les datations U-Pb sur zircon réalisées pour la foid-syénite (F-SY) et la syénite à feldspath alcalin (A-SY), donnent des âges respectifs de  $44.62 \pm 0.45$  Ma et de  $40.52 \pm 1.20$  Ma. Ces résultats U-Pb sur zircon confirment les âges obtenus précédemment par K/Ar ( $42 \pm 3$  Ma) sur la biotite de la monzonite et Rb-Sr sur la monzodiorite néphélinique (roche totale) (*Tisserant et al., 1976*). L'intervalle de temps compris entre  $44.62 \pm 0.45$  Ma et  $40.52 \pm 0.66$  Ma semble correspondre au deuxième épisode de l'activité magmatique de Tamazeght, au cours duquel les différentes variétés de syénite et de monzonite se sont formées par différenciation magmatique (*Kchit, 1990 ; Figure 5.3*).

Pour les dykes de lamprophyre (LP1), l'âge U-Pb déterminé sur titanite est de  $43.17 \pm 1.50$  Ma. Par ailleurs, *Agard (1977)* a déterminé que l'âge de la calciocarbonatite de Tamazeght est de  $39 \pm 3$  Ma (K/Ar sur K-Feldspath). Ensuite, *Klein et Harmand (1985)* ont établi l'âge de la biotite

provenant de dyke de la néphéline à environ  $35 \pm 3$  Ma (K/Ar). Notre âge obtenu sur l'échantillon du dyke de lamprophyre est ainsi incohérent avec les autres datations radiométriques et permettent de définir la période de mise en place du stade filonien entre  $39 \pm 3$  Ma et  $35 \pm 3$  Ma, représentant le dernier épisode magmatique à Tamazeght (*Figure 5.3*). L'âge déterminé pour les lamprophyres indique qu'ils appartiennent au deuxième stade. Cependant, *Kchit. (1990)* a souligné que les essaims de lamprophyres à Tamazeght représentaient le dernier stade de l'évolution de Tamazeght, tandis que *Bouabdli. (1988)* avait identifié deux stades distincts pour les lamprophyres recoupant les syénites et les calcaires. En plus des dykes recoupant les carbonatites et qui pouvaient soit dériver d'une source différente, soit avoir été influencés par l'interaction avec les carbonatites (*Bouabdli et al., 1988*). Par ailleurs, *Bouabdellah et al. (2010b)* avaient signalé la présence de lamprophyres traversés par des unités de carbonatites orientées NE-SO. En conséquence, à Tamazeght, il existe des lamprophyres traversés par des carbonatites, ainsi que des lamprophyres qui recoupent des carbonatites. Tout cela nous amène à suggérer la possible présence d'au moins deux stades de lamprophyres comme proposé par *Bouabdli et al. (1988)* ; l'un antérieur aux carbonatites et l'autre postérieur à celles-ci.

L'âge obtenu dans le présent travail pour l'échantillon de lamprophyre (Lp1) est d'environ  $43 \pm 1$  Ma, et serait compatible avec le premier stade de mise en place des lamprophyres à l'échelle du complexe de Tamazeght et antérieur à celui des calciocarbonatites ( $39 \pm 3$  Ma). Il est également possible qu'il y ait eu plusieurs stades d'intrusions filoniennes de carbonatite et de lamprophyre à Tamazeght, dont les âges n'ont pas encore été déterminés. Ainsi, une étude géologique et géochronologique détaillée de tous ces dykes s'avère nécessaire pour déterminer la chronologie précise de leur mise en place.

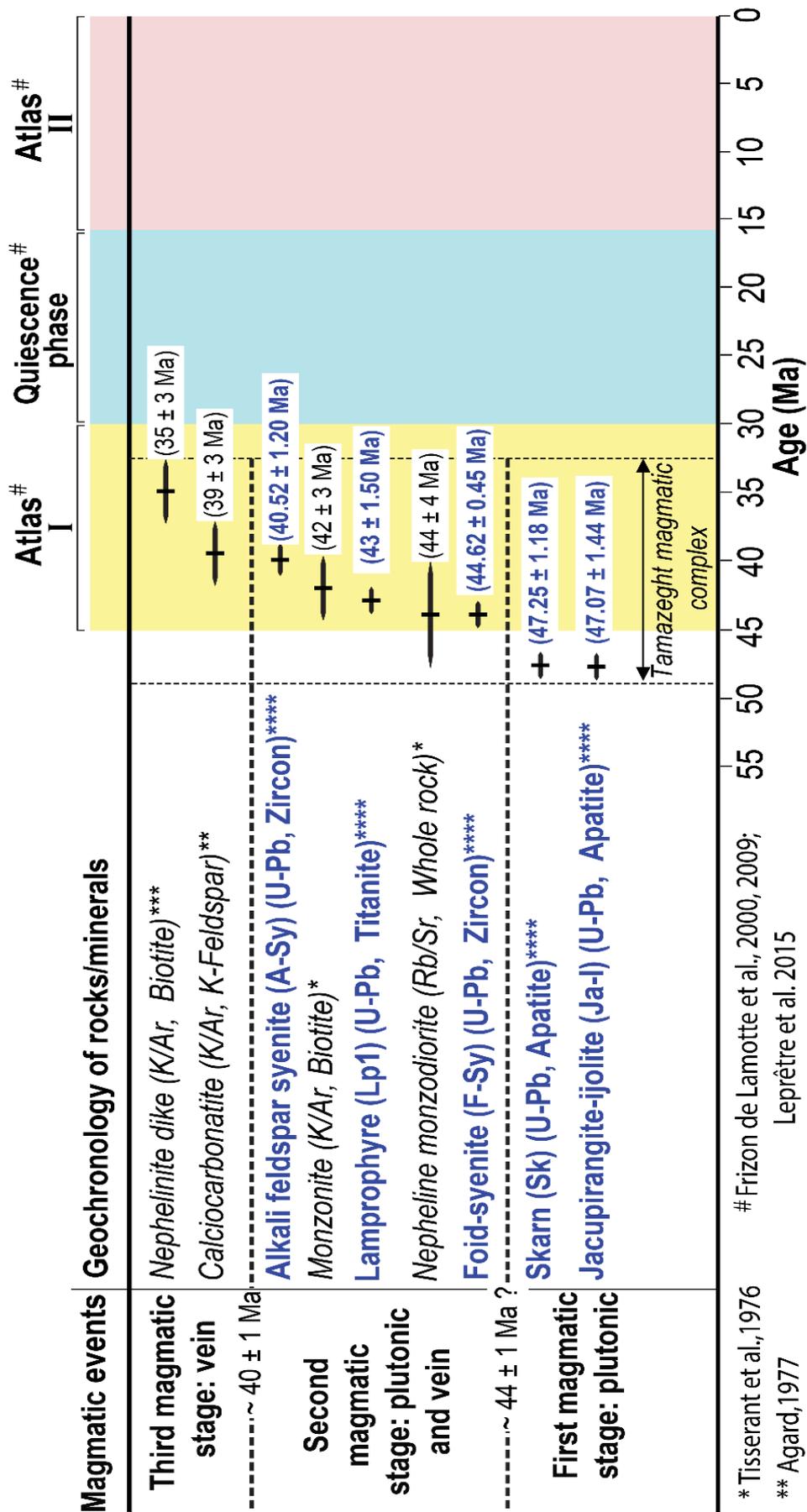


Figure 5.3: Synthèse de la géochronologie montre la répartition de l'âge des stades magmatiques identifiés.

### 2.5.2. Trois stades dans la formation du complexe magmatique de Tamazeght

Les compositions isotopiques stables (O, C) et radiogéniques (Sr, Nd) des carbonatites et des roches silicatées (pyroxénites, shonkinites, nepheline syenites, malignites...) présentes dans le complexe magmatique de Tamazeght, suggèrent qu'elles partagent une source commune dans le manteau (*Bouabdli et al., 1988 ; Bernard-Griffiths et al., 1991 ; Marks et al., 2008 ; Duggen et al., 2009 ; Berger et al., 2009 ; Bouabdellah et al., 2010b*). Cependant, il a été observé que certaines carbonatites ont subi une contamination significative avec des roches sédimentaires (*Marks et al., 2008*). D'après *Kchit (1990)*, une différenciation a eu lieu préalablement à l'intrusion du magma, engendrant des séquences distinctes de jacupirangite-melteigite-ijolite et de plagsisyénite-malignite-syéénite. Toutes ces roches sont issues d'un magma néphélinitique initial commun, provenant de la fusion partielle du manteau. En nous appuyant sur ces études de géochimie isotopique réalisées sur ce corps magmatique, ainsi que sur les recherches géophysiques menées dans le Haut Atlas (*Rimi et al., 2008 ; Missenard et al., 2006*), et grâce à une réévaluation des données géochronologiques, nous proposons le modèle illustré dans la *figure 5.4*. Ce modèle présente les différentes étapes de la mise en place des unités du complexe magmatique de Tamazeght.

L'évolution géologique de la région s'est produite par le biais de fractures crustales dans des couloirs d'un cisaillement senestre orienté NE-SW (*Figure 5.4a*), provoqués par la réactivation des failles transcurrentes Varisques (*Kchit, 1990 ; Laville et Harmand en 1982 ; Frizon de Lamotte et al., 2009 ; Ikenne et al., 2017 ; Ellero et al., 2020*). De plus, le domaine du Haut Atlas a été partiellement recouvert par des mers peu profondes jusqu'à la fin de l'Éocène moyen (*Tabuce et al., 2005*). L'activité magmatique intraplaque du Tamazeght est attribuée à la présence d'une plume (panache) mantellique non enraciné, dans la lithosphère située sous l'Afrique Nord-Ouest (*Hoernle et al., 1995 ; Anguita and Hernán, 2000 ; Duggen et al., 2009*). Cette plume mantellique est associée à un amincissement de la lithosphère, qui a eu lieu pendant l'ouverture de l'Atlantique Central (*Frizon de Lamotte et al., 2004 ; Missenard et al., 2006 ; Teixell et al., 2005 ; Zeyen et al., 2005 ; Frizon de Lamotte et al., 2008*).

À l'échelle de Tamazeght, trois principaux épisodes peuvent être établis en se basant sur les données de terrain et sur les âges obtenus dans le présent travail ainsi que dans des travaux antérieurs.

- Episode 1 : lors de l'Éocène moyen (~ 47 - 44 Ma), s'est déroulé le premier épisode

magmatique de caractère plutonique. Il a donné lieu à la formation de roches telles que les jacupirangites, melteigites, ijolites (*Figure 5.4b*). Ces plutons rocheux ont intrudés les calcaires liasiques et présentent généralement une forme allongée, lenticulaire d'orientation subméridienne. Leur mise en place s'est produite vraisemblablement dans le cadre des ouvertures sous forme de méga-fentes de tension de type T selon le modèle de Riedel (*Kchit, 1990*). Un modèle similaire a été proposé pour la genèse des roches magmatiques du Jurassique dans le Haut Atlas central marocain (*Heitzmann, 1987*).

- Episode 2 : vers la fin de l'Eocène moyen, (~ 44- 40 Ma), de nouvelles unités plutoniques comprenant des shonkinites, syénites, malignites, monzonites et pegmatites se sont introduites dans les calcaires liasiques au contact des unités antérieures (*Figure 5.4c*). Ces nouvelles formations entourent et incorporent les unités antérieures, permettant ainsi d'établir une chronologie de leur mise en place. Il semble que les deux unités plutoniques se soient formées successivement suite à une différenciation magmatique avant l'intrusion du magma, et cela s'est produit sur une période relativement courte (*Kchit, 1990, 2007*). Cet épisode plutonique pourrait être accompagné d'une phase filonienne responsable de la mise en place des dykes de lamprophyre daté dans le présent travail.
- Episode 3 : cette dernière étape de l'activité magmatique à l'Eocène supérieur (~ 40- 35 Ma), est représentée par l'intrusion et/ou l'extrusion d'une variété de réseaux de dykes à orientations multiples (NE-SW, NW-SE ou subméridiennes) formés de carbonatites, de lamprophyres traversant les carbonatites, de trachytes porphyriques et de phonolites, ainsi que des carbonatites diatrèmes hypovolcaniques (*Bouabdli et al., 1988 ; Kchit, 1990, 2007 ; Figure 5.4d*). Ce phénomène tardif s'est produit suite à la réactivation des failles, potentiellement liée au mécanisme de raccourcissement dans le Haut Atlas à l'Eocène tardive (*Frizon de Lamotte et al., 2000 ; Fekkak et al., 2018*). Cette période coïncide avec le début de l'orogénèse Atlasique (*Leprêtre et al. 2015 ; Missenard et al., 2006 ; Figure 5.3*).

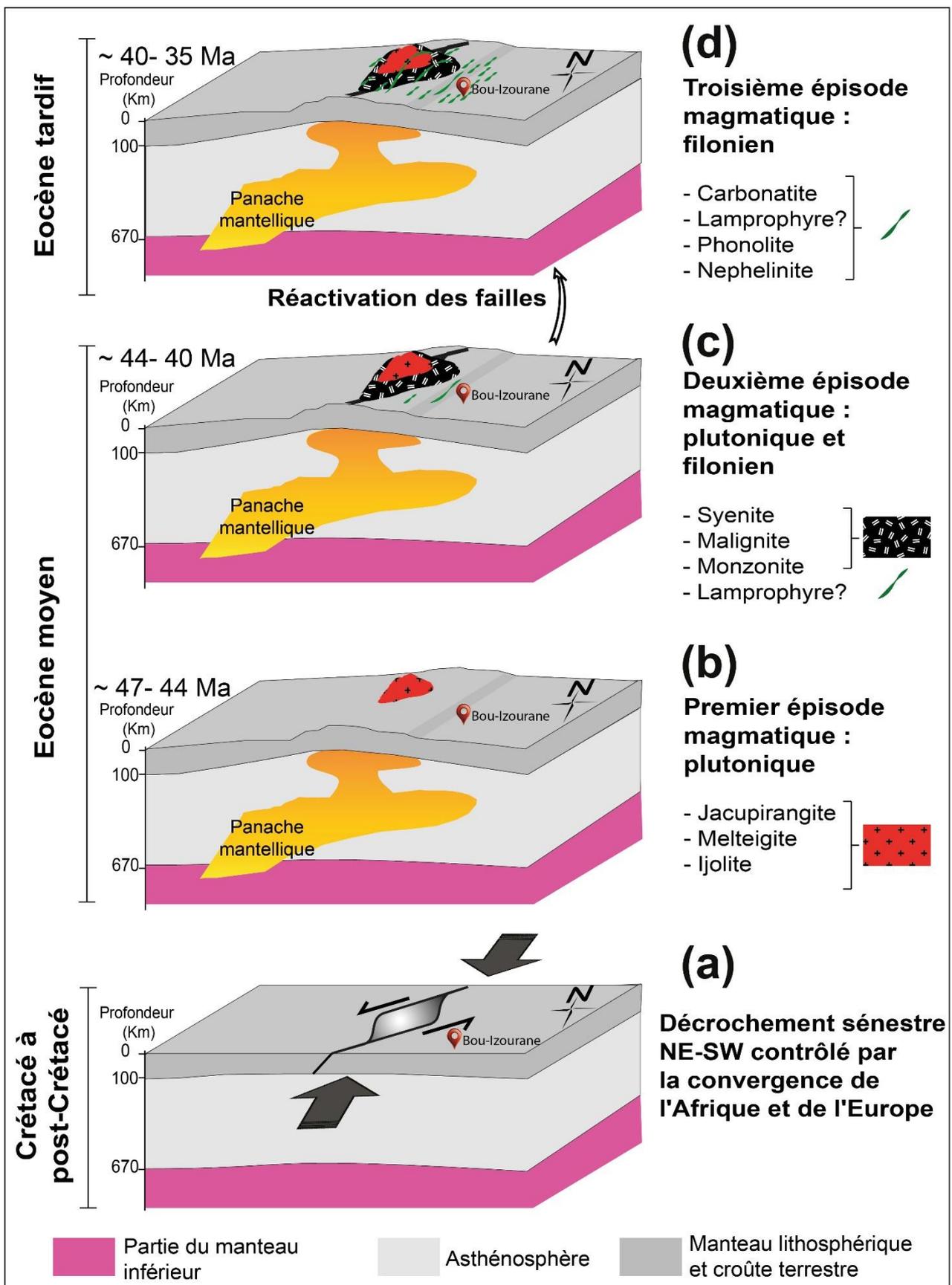


Figure 5.4: Schémas conceptuel illustrant les étapes de la mise en place du complexe magmatique de Tamazeght.

Les mécanismes de formation des carbonatites de Tamazeght et leur relation avec les roches silicatées associées présentent un éventail d'explications allant de la dérivation directe par fusion partielle d'un manteau enrichi métasomatisé (Mourtada, 1997) à la cristallisation fractionnée ou à l'immiscibilité liquide (Bouabdli et al., 1988 ; Kchit, 1990 ; Mourtada et al., 1997). Une hypothèse plus récente émise par Marks et al. (2008) suggère que les différentes roches du complexe de Tamazeght proviennent de lots de fusion distincts issus d'un manteau amphibole-lherzolite subissant une carbonatation hétérogène, bien que pour certains carbonatites de Tamazeght montre une contamination significative avec des roches sédimentaires (Marks et al., 2008 ; Bouabdellah et al., 2010b). Ce processus a été déclenché par la réactivation des fractures du couloir de cisaillement senestre héritées de la phase Varisque. Ces dykes recoupent les roches plutoniques antérieures, et divergent vers le Sud-Est dans l'encaissant calcaire et marno-calcaire (Figures 5.1 et 5.4d). Il semble que leur mise en place ait été plus ou moins synchrone, en fonction du système de fractures synthétiques (R) et antithétiques (R') de Riedel. Les roches silicatées du complexe semblent également montrer une évolution par cristallisation fractionnée : lamprophyres, phonolites, microsyénites foïdiques, trachytes hyperpotassiques et des liens génétiques évidents avec les unités plutoniques (Bouabdli, 1987 ; Kchit, 1990).

## 2.6. Conclusions

Nous avons apporté de nouvelles données géochronologiques robustes permettant de conforter une mise en place du complexe magmatique de Tamazeght en trois stades.

Le premier épisode magmatique (~ 47-44 Ma) du complexe de Tamazeght est de nature plutonique, et il a engendré la formation de roches telles que les jacupirangites, melteigites, ijolites. Leur intrusion s'est probablement produite dans des fentes de tension de type T, selon le modèle de Riedel, associé à un couloir de cisaillement senestre de direction NE-SW hérité de la phase Varisque.

Le deuxième épisode magmatique (~ 44-40 Ma) est marqué par la formation d'unités plutoniques plus différenciées, qui entourent les unités de premier épisode. Ces formations sont représentées des syénites, malignites, monzonites et pegmatites. Une phase filonienne, représentée par des dykes de lamprophyre, pourrait reliée à ce stade plutonique.

La phase la plus récente de l'activité magmatique (~ 40-35 Ma) a impliqué l'intrusion et/ou l'extrusion de plusieurs autres dykes de lamprophyre, carbonatite, trachyte porphyrique, phonolite

et des carbonatite hypovolcanique avec des directions variables (NE-SW, NW-SE, ou subméridiennes). Ce processus de mise en place pourrait être lié par la réactivation des fractures de cisaillement senestre (NE-SW), en relation avec le système de Riedel.

Les minéralisations exploitables de fluorite filonienne présentent des orientations similaires à celles des carbonatites, lamprophyres et autres roches de Tamazeght, et sont probablement d'âge similaire ou légèrement postérieurs.

### 3. Géochronologie du gisement de Bou-Izourane (fluorite et calcite)

Des cristaux de fluorite et de calcite post-fluorite dans le district de Bou-Izourane ont été préparés en plots pour des observations pétrographiques et des datations U-Pb (*cf. Chapitre 4-2.7*). L'observation pétrographique a été réalisée à l'aide d'une microscopie optique et par microscopie électronique à balayage (SEM) et par cathodoluminescence (CL). Les échantillons de fluorite et de calcite post-fluorite ont été analysés pour tenter une datation par géochronologie U-Pb à l'aide d'un HR-ICP-MS Element XR de Thermo Scientific couplé à un système d'ablation laser (LA) ArF 193 nm de Teledyne Photon Machines au laboratoire Géosciences (GEOPS) de l'Université Paris-Saclay.

Deux ou trois échantillons ont été sélectionnés et analysés pour chaque site minéralisé. Les observations pétrographiques ont été utilisées pour bien choisir les matrices ablatées, sachant que la fluorite de Bou-Izourane emballe des fragments de la calcite de l'encaissant dissoute (*Achmani et al., 2023*), et repérer les zones favorables à la datation U-Pb en considérant les intensités des signaux  $^{238}\text{U}$ ,  $^{207}\text{Pb}$  et  $^{206}\text{Pb}$  dans chaque zone. Tous les échantillons ont été prédéfinis à partir de 15 à 30 points d'ablation aléatoires pour déterminer les cristaux de fluorite et de calcite post-fluorite datables.

#### 3.1. Géochronologie U-Pb de la fluorite

La fluorite dans le district de Bou-Izourane est de couleur violette claire à violette lilas, et se manifeste sous forme massive et euhédrale, avec des fragments non dissous de l'encaissant emballés dans la fluorite (*cf. Chapitre 4-2.4.1*). En cathodoluminescence, la fluorite est de couleur bleue. Elle est recoupée par des fractures remplies de calcite présente une luminescence homogène de couleur orange en CL (*cf. Chapitre 4-2.4.1*). Suite à l'analyse pétrographique des échantillons et aux résultats de l'ablation exploratoire, onze échantillons provenant de divers sites, à savoir Bou-Izourane (3 échantillons), Takkat (2 échantillons), Tamazeght (4 échantillons), Tabja

(1 échantillon) et Bou-Imetssene (1 échantillon), ont été choisis pour mener une datation U-Pb sur la fluorite. Cependant, la pétrographie ainsi que les résultats de l'ablation préliminaire n'ont pas permis de discerner des zones spécifiques favorables à la datation U-Pb au sein des échantillons, et les points d'ablation ont été positionnés de manière aléatoire. Les échantillons de la fluorite ont été ablatés à une fluence de  $6.52 \text{ J.cm}^{-2}$ , avec un diamètre d'ablation de  $85 \mu\text{m}$  et de pré-ablation de  $110 \mu\text{m}$  et à une fréquence de 10 Hz avec une acquisition de fond de 30 s suivie de 30 s d'ablation.

Les analyses U-Pb réalisées par ablation laser ICP-MS ont révélé qu'un seul échantillon de fluorite provenant du site de Bou-Izourane était datable. Les autres échantillons ont été écartés en raison de leur très faible concentration en uranium et/ou de leur concentration élevée en plomb commun. L'intégralité des données de datation des échantillons est regroupée dans la [Table S3.1 \(Annexe 3\)](#).

Les données brutes U-Pb fluorite ont été traitées avec *lolyte4* (Paton et al., 2011). Les diagrammes et les calculs d'âges ont été obtenus avec un diagramme Tera-Wasserburg  $^{238}\text{U} / ^{206}\text{Pb}$  versus  $^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb}$  en utilisant *IsoplotR* (Vermeesch, 2018). Les cristaux de la fluorite de Bou-Izourane (BZ4) donnent un âge de  $27.22 \pm 0.97 \text{ Ma}$  avec 18 analyses et un MSWD de 2.1 ([Figure 5.5](#)). Il faut cependant souligner que cet âge est donné ici à titre indicatif, étant donné que les ellipses d'erreurs sont importantes, du fait des fortes variations d'intensité mesurée pour les différentes masses, liées à des taux d'ablations très variables dans la fluorite. De plus, cet âge n'est pas contrôlé par un matériel de référence de même matrice, il n'est donc pas corrigé d'un fractionnement spécifique pouvant s'opérer lors de l'ablation de la fluorite à forte énergie.

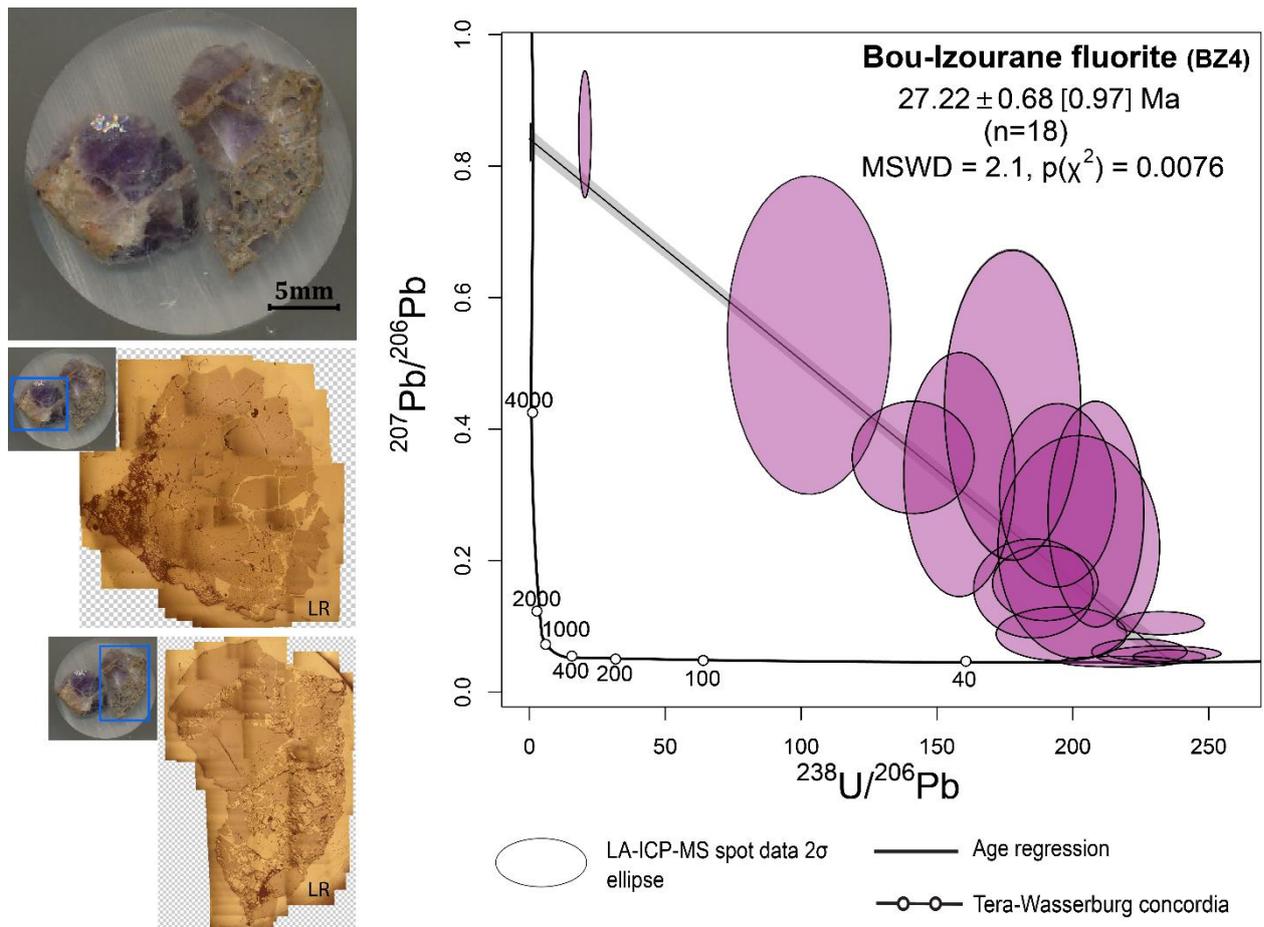


Figure 5.5: Photographies et diagramme de Tera-Wasserburg de la fluorite de Bou-Izourane (BZ4). La fluorite du site de Bou-Izourane a donné un âge apparent de  $27.22 \pm 0.97$  Ma (MSWD = 2.1).

### 3.2. Géochronologie U-Pb de la calcite

#### 3.2.1. Calcite post-fluorite

La fluorite du district de Bou-Izourane est traversée par des fractures remplies de calcite, émettant une luminescence de teinte orangée sous lumière cathodoluminescente (cf. *Chapitre 4-Figure 4.13*). Une tentative de datation U-Pb par LA-ICP-MS a été entreprise sur cette calcite post-fluorite. Des expérimentations exploratoires ont été conduites sur deux à trois spécimens de calcite post-fluorite pour chaque site minéralisé situé dans la région de Bou-Izourane. Les conditions d'analyse appliquées à cette calcite post-fluorite comprennent une fluence de  $2 \text{ J.cm}^{-2}$ , un diamètre d'ablation de  $150 \mu\text{m}$  ainsi qu'une pré-ablation de  $155 \mu\text{m}$ . La fréquence d'ablation est de 10 Hz, avec une phase d'acquisition du signal de fond de 30 s, suivie d'une phase d'ablation de 30 s.

Les analyses révèlent que les rapports  $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$  présentent des valeurs extrêmement basses, tandis que les rapports  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  sont constamment autour de 0,85 dans la calcite post-

fluorite du district de Bou-Izourane. Ces caractéristiques suggèrent que ces calcites ne peuvent pas être datées par cette méthode. Les données concernant les rapports  $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$  et  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  de la calcite post-fluorite provenant de divers sites dans le district de Bou-Izourane ont été compilées dans la [Table S3.2 \(Annexe 3\)](#).

### 3.2.2. Calcite de faille

Les observations sur le terrain dans le site de Bou-Izourane mettent en évidence la présence de mouvements tectoniques (réactivation de failles) subséquents le long des failles porteuses de la fluorite ([Figure 5.6a, b](#)), qui se sont produits après la mise en place de la fluorite. Ces mouvements, très vraisemblablement associés à l'orogénèse Atlasique, se manifestent par des marques de stries ainsi que la calcite de faille ([Figure 5.6c, d](#)), se développant sur la fluorite elle-même. Ces calcites de miroirs de faille, qui sont des indicateurs de mouvements tectoniques, ont été récoltées le long des failles orientées N20, N120 et N50-80 à Bou-Izourane. Cette collecte a été effectuée dans le but de dater cet événement tectonique post-fluorite, afin de caler avec précision l'âge de la minéralisation de la fluorite.

Suite à l'examen au microscope à cathodoluminescence des treize échantillons prélevés sur le terrain, six calcites de faille ont été choisies pour être soumises à l'analyse U-Pb ([Figure 5.6c, e](#)). Ce choix a été fait en raison du caractère extrêmement mince des autres calcites qui se sont formées sur la fluorite. Il existe en effet un risque de toucher la fluorite elle-même lors du processus d'ablation laser. Pour cette raison, ces calcites ont été exclues de la sélection. Les paramètres d'analyse U-Pb sont identiques à ceux utilisés pour la calcite post-fluorite ([cf. section 3.2.1](#)). L'analyse de ces calcites de faille révèle des valeurs très faibles pour les rapports  $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ , tandis que les rapports  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  restent systématiquement proches de 0,85. Ces résultats laissent entendre que la datation de ces calcites n'est pas possible à l'aide de cette méthode. Les données relatives aux rapports isotopiques  $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$  et  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  de ces calcites de faille, collectées sur le site de Bou-Izourane, ont été rassemblées dans la [Table S3.3 \(Annexe 3\)](#).

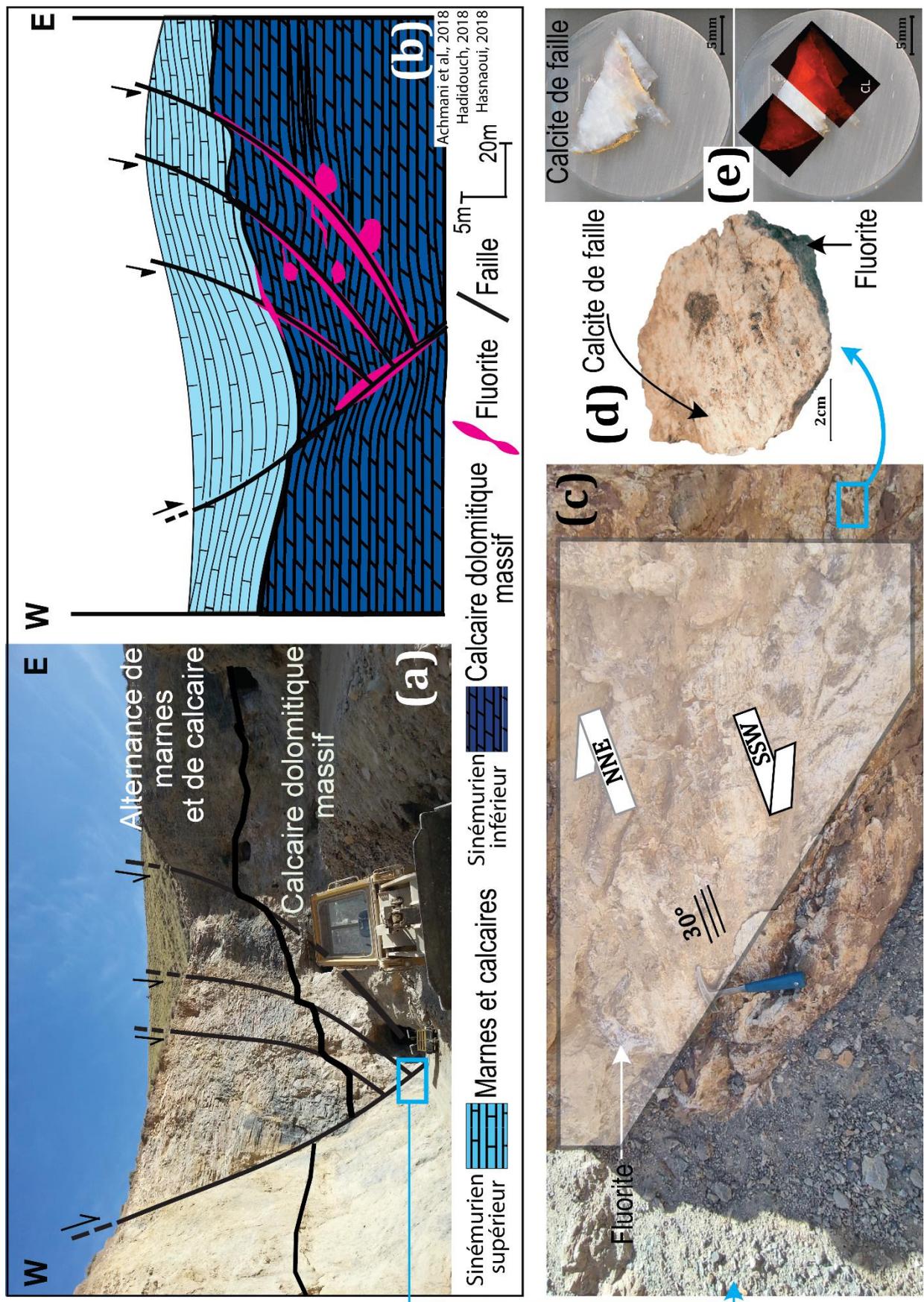


Figure 5.6: a-c) Demi-graben au niveau de Jbel Bou-Izourane met en évidence les mouvements tectoniques qui se produisent le long des failles qui abritent la fluorite ; d, e) Calcite de faille provenant de la faille décrochante NNE-SSW de Jbel Bou-Izourane. CL : Cathodoluminescence.

### 3.3. Tentative d'interprétation de l'âge de cristallisation de la fluorite

Etant donné que les calcites post-fluorite ainsi que les calcites de faille ne peuvent pas être datées, nous nous appuyons exclusivement sur l'âge U-Pb obtenu sur fluorite, ainsi que sur les données géochronologiques obtenues sur les roches du complexe de Tamazeght et des relations géométriques (critères de recoupement) entre la fluorite et ces roches. Les fluorites localisées dans les sites de Tabja, Tamazeght, Meghsan et Bou-Imetssene, en proximité du complexe magmatique de Tamazeght, ont été formées suite à la participation de fluides tardi-magmatiques (carbonatitiques) riches en fluor avec des fluides hydrothermaux d'origine météorique (Achmani et al., 2023), dont certains minéraux constitutifs des syénites (l'aégirine et le feldspath potassique) sont remplacés par de la fluorite (Achmani et al., 2023). En revanche, les sites de fluorite qui se trouvent dans les formations marneuses carbonatées du Lias, plus éloignées du complexe magmatique (i.e. Bou-Izourane, Bou-Kharouba et Takkat) ont été formés par le biais d'une circulation descendante d'eaux météoriques le long des fractures, entraînant la dissolution du fluor contenu dans les roches du complexe de Tamazeght. Ces fluorites montrent une répartition d'éléments des terres rares (ETR) globalement similaire à celle des carbonatites de Tamazeght, ce qui suggère que les ETR proviennent des carbonatites par le biais d'une altération hydrothermale (cf. Chapitre 4- 2.5.4 ; Achmani et al., 2023).

Les carbonatites de Tamazeght, qui se sont formées grâce à l'infiltration de fluides carbonatitiques, ont été datées à environ  $39 \pm 3$  Ma (Agard, 1977). Tandis que l'âge de la formation de la fluorite dans le site de Bou-Izourane, liée à des processus hydrothermaux météoriques, est estimé à environ  $27,22 \pm 0,97$  Ma. Nous rappelons à nouveau ici que cet âge est donné à titre indicatif, puisqu'il n'est pas corrigé du fractionnement  $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$  en utilisant une fluorite comme matériel de référence primaire. Compte tenu de cette séquence temporelle, les fluorites précipitées en présence de fluides carbonatitiques peuvent être considérées comme le premier stade de fluorite (F1) (sites de Bou-Imetssene, Tabja, Tamazeght et Meghsan) dans le district de Bou-Izourane (Figure 5.7). Cependant, la fluorite présente dans les formations marneuses carbonatées du Lias, à savoir à Bou-Izourane ainsi qu'aux sites de Bou-Kharouba et Takkat, pourrait être considérée comme le deuxième stade de fluorite (F2) dans cette région (Figure 5.7).

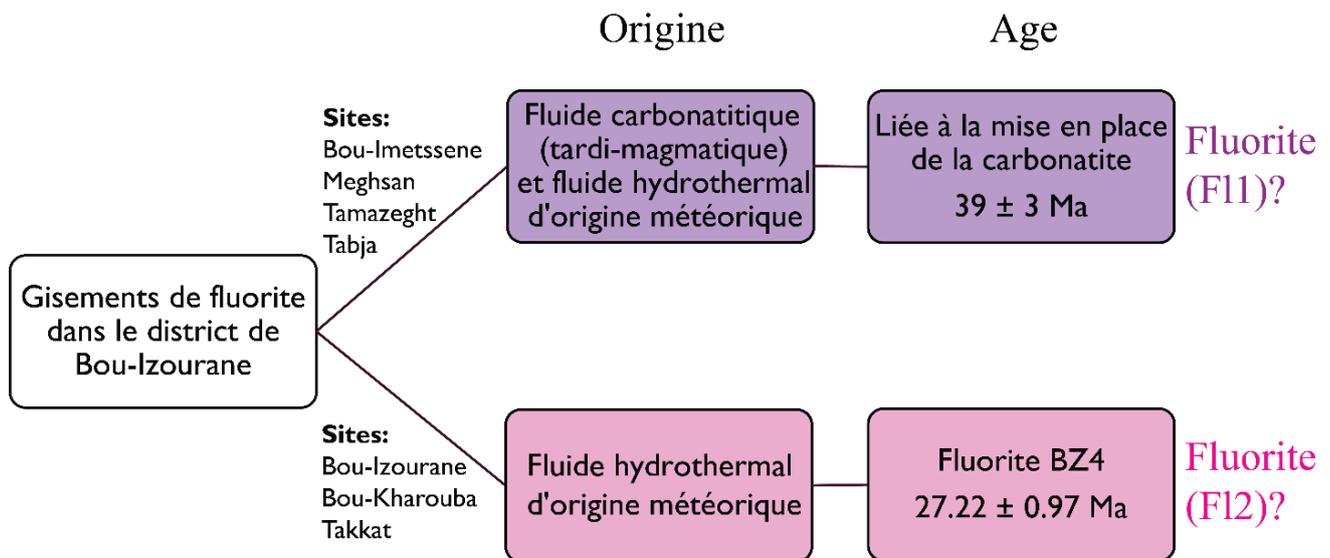


Figure 5.7: Stades minéralisateurs proposés pour la fluorite dans le district de Bou-lzourane.

### 3.4. Réévaluation du modèle conceptuel

L'activité magmatique-hydrothermale observée à Tamazeght se distingue par la circulation d'une saumure résiduelle comportant une concentration élevée de fluor (*Salvi et al., 2000*), ce qui pourrait être relié à la phase filonienne du complexe de Tamazeght. Parmi les roches filoniennes du complexe de Tamazeght se trouvent les carbonatites, datées à  $39 \pm 3$  Ma (*Agard, 1977*). Les fluides carbonatitiques qui ont été associés à la formation de ces carbonatites ont contribué à la minéralisation de la fluorite à proximité immédiate du complexe de Tamazeght, spécifiquement dans les sites de Bou-lmetssene, Meghsan, Tamazeght et Tabja (*Achmani et al., 2023*). L'interaction entre les fluides hydrothermaux d'origine météorique et les derniers vestiges de saumures tardi-magmatiques riches en fluor, en conjonction avec la dissolution des roches hôtes telles que les calcaires, les skarns et les syénites, a engendré le dépôt considérable de fluorite (F11) au sein du site d'interaction pendant l'Eocène tardif (*Figure 5.8a*), avant le commencement de l'orogénèse Atlasique à la fin de l'Eocène tardif (*Frizon de Lamotte et al., 2000, 2009 ; Leprêtre et al. 2015*).

Le complexe magmatique de Tamazeght englobe à la fois des roches filoniennes, notamment les lamprophyres, qui détiennent une teneur en fluor de 0,17 wt.%, ainsi que des roches plutoniques. Dans ces dernières, les teneurs en fluor (F) varient entre 0,02 et 0,8 wt.%, incluant les syénites (0,3 wt.% F), se répartissant de la manière suivante dans les différents minéraux : apatites (2,3 à 3,4 wt.% F), biotites (0,2 à 2,6 wt.% F), amphiboles (0,1 à 1,1 wt.% F) et titanites (0,03 à 0,8 wt.% F) (*Wang et al., 2016*). Le complexe de Tamazeght aurait potentiellement servi de source de fluor pour la minéralisation de fluorite encaissée dans les roches marneuses et

carbonatées du Lias (Bou-Izourane, Bou-Kharouba et Takkat), par le biais de lixiviation du fluor de ces minéraux lors de la circulation des fluides hydrothermaux d'origine météorique en contact avec les carbonatites (sources d'ETR) et d'autres roches riches en fluor au sein de l'intrusion de Tamazeght (Achmani et al., 2023).

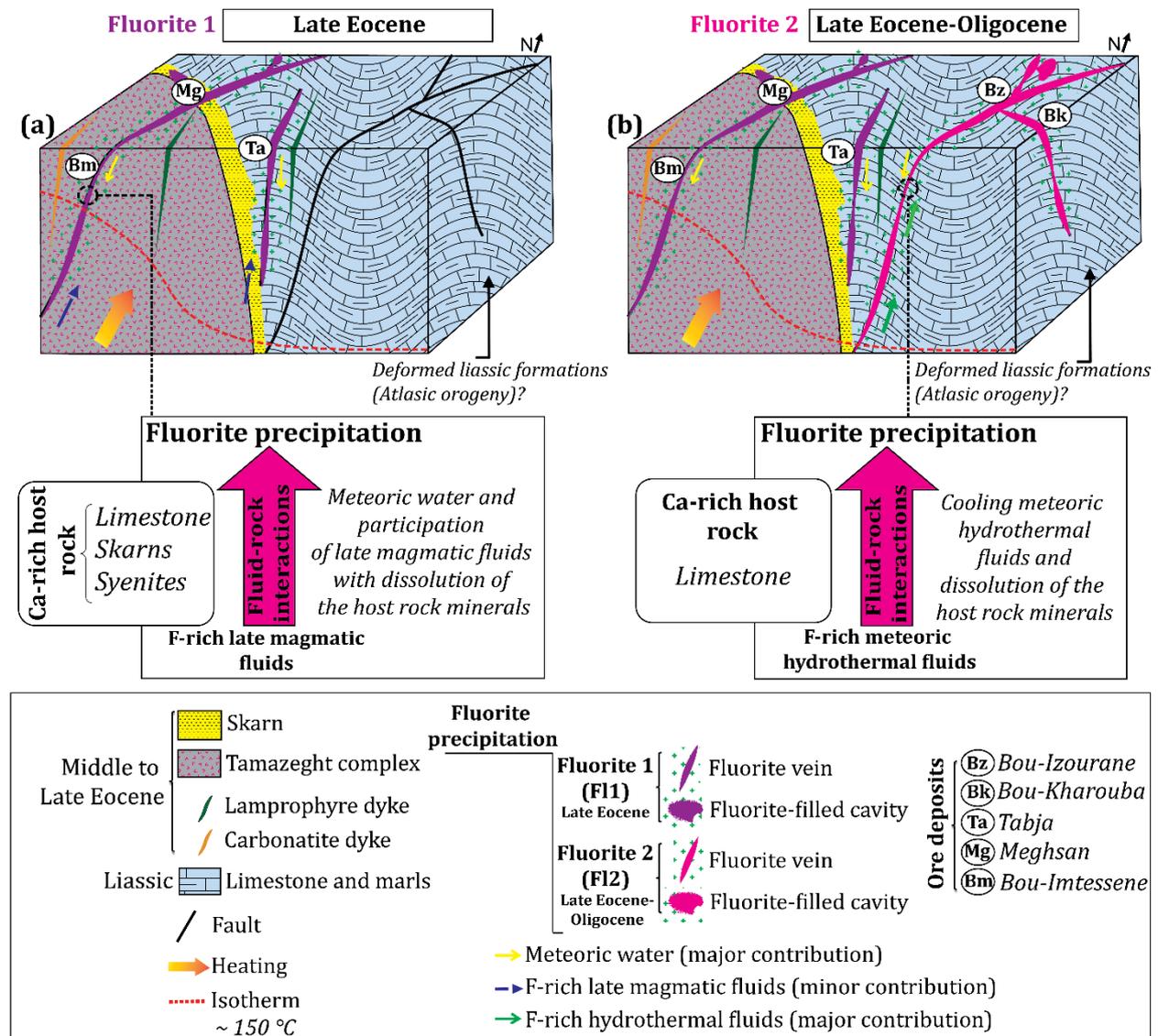


Figure 5.8: Modèle géochronologique proposé pour les fluorites du district de Bou-Izourane (Achmani et al., 2023, modifié).

En effet, il est probable que les minéralisations fluorées de Bou-Izourane, Bou-Kharouba et Takkat soient le résultat de la circulation de fluides hydrothermaux riches en fluor, qui ont suivi les structures cassantes créées lors du rifting triasico-jurassique (Figure 5.8b; Achmani et al., 2023). Lors de l'interaction entre les fluides hydrothermaux et les roches encaissantes riches en calcium (calcaires), le refroidissement et l'enrichissement en calcium de ces fluides ont conduit à la

précipitation de la fluorite (F12) peut être plus tardivement, à l'Oligocène, dans les cavités, le long des joints stratiformes et des failles (orientées N20, N50-80 et N120) qui recoupent les formations liasiques déformées par l'orogénèse Atlasique (*Figure 5.8b*).

#### 4. Conclusion

Au cours de la formation du complexe de Tamazeght, trois épisodes magmatiques importants ont été identifiés (*Figure 5.9*): le premier épisode, qui s'est produit entre 47 et 44 Ma, a impliqué les roches plutoniques de la séquence jacupirangite-ijolite, tandis que le deuxième épisode, qui s'est produit entre 44 et 40 Ma, a impliqué des unités plutoniques plus diverses, y compris des syénites, des malignites, des monzonites et des pegmatites, et des dykes lamprophyre. Enfin, la phase la plus récente (~ 40-35 Ma) a impliqué l'intrusion et/ou l'extrusion de divers dykes, notamment des carbonatites, des lamprophyres, des trachytes porphyriques, des phonolites et des carbonates hypovolcaniques.

Les minéralisations de fluorite dans la région de Bou-Izourane ont une double origine. La fluorite qui s'est formée en présence de fluides carbonatitiques (tardi-magmatique) à la fin de l'Éocène correspond au premier stade de fluorite (F11) (*Figure 5.9*). D'autre part, la fluorite d'origine hydrothermale météorique dans les formations marneuses carbonatées du Lias, représente le deuxième stade de fluorite (F12) (*Figure 5.9*). Enfin, la calcite qui s'est formée après la période de fluorite (F11 et F12), d'origine hydrothermale météorique et précipitée dans les fractures recoupant les deux stades de fluorite, constitue la dernière activité hydrothermale identifiée dans la région de Bou-Izourane (*Figure 5.9*).

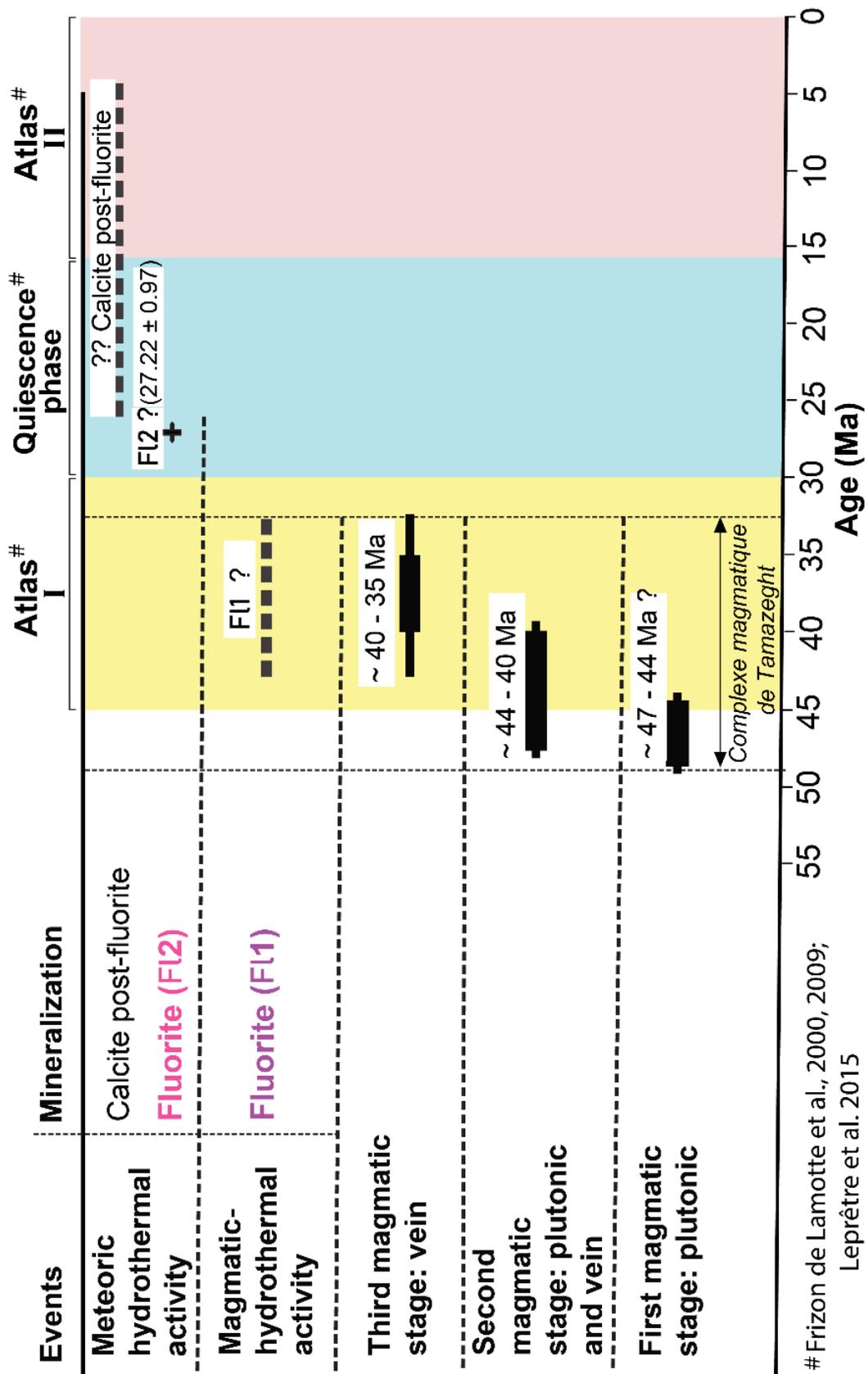


Figure 5.9: Résumé de la géochronologie des phases d'activité magmatique et hydrothermale à Tamazeght

## Chapitre 6

# **Valorisation des minéralisations fluorées du district de Bou-Izourane**

## 1. Introduction

Comme exploré en détail dans la section 2.2 (*cf. Chapitre 1*), il est évident que la fluorite occupe une place de choix en raison de ses multiples applications qui s'étendent sur divers domaines. Ce chapitre, présente une étude approfondie concernant la classification de la qualité de la fluorite du district de Bou-Izourane, provenant des quatre premiers sites minutieusement échantillonnés (Bou-Izourane, Bou-Kharouba, Tabja et Bou-Imtessene).

L'exploration de la qualité de la fluorite revêt une importance capitale, non seulement pour des raisons économiques et industrielles, mais aussi en termes de compréhension de la formation géologique et des potentialités minérales de ces sites. La qualité de la fluorite peut varier en fonction de facteurs tels que la pureté chimique, la couleur et la composition en éléments-traces. Une classification minutieuse et objective a permis de mieux appréhender les spécificités minérales et leurs implications potentielles. La qualité de la fluorite peut varier considérablement en fonction de sa composition chimique et de ses conditions de formation. Nous avons évalué les aspects qui influent sur sa valeur commerciale et sa pertinence pour des utilisations spécifiques telles que l'industrie, la bijouterie, etc.

Ainsi, ce chapitre sert non seulement de guide pour les applications variées de la fluorite, mais aussi de base pour évaluer comment la qualité de ce minéral peut influencer son utilisation dans des domaines critiques. Dans le cadre de l'article 3 ci-dessous, paru dans la revue *Materials Today* (*Achmani et al., 2020*), nous avons minutieusement examiné la classification de la qualité de la fluorite sur des sites spécifiques tels que Bou-Izourane, Bou-Kharouba, Tabja et Bou-Imtessene. Nous aspirons à enrichir la compréhension de ce minéral en fournissant une contribution visant une perspective plus complète et approfondie sur l'utilisation de la fluorite du district de Bou-Izourane.

### **Résumé (article 3):**

L'importance économique de chacune des qualités de fluorite commercialisées répond à des spécifications chimiques précises telle que sa qualité de fusion et à sa teneur en fluor, elles fournissent également des débouchés spécifiques et très divers : sidérurgie, métallurgie de l'aluminium, fabrication des matières plastiques, solvants, fluides frigorigènes, soudure, verrerie, cimenterie, etc. Dans le Haut Atlas marocain, le district de fluorite de Bou-Izourane, situé à 40 km

au sud de la ville de Midelt est estimé être l'un des plus importants gisements de fluorite au Maroc. On compte au moins quatre sites à fluorite violette dans ce district, les deux gisements de Bou-Izourane et Bou-Kharouba dans la partie Est du secteur d'étude. La partie Ouest de la région de Bou-Izourane abrite les deux autres gisements (Tabja et Bou-Imtessene). Bien que la fluorite de Bou-Izourane soit plus ou moins colorée (Violet-Lilas) avec une qualité remarquable et une transparence parfaite, sa teneur en Uranium surtout au niveau des sites de Tabja et Bou-Imtessene, est assez élevée (97,4 -188,5 ppm). Cette propriété de la richesse en Uranium est un axe de recherche qui s'ajoute à celui de la détermination de ses caractéristiques physico-chimiques, ce qui définira les vertus et les domaines d'utilisation de cette fluorite.

## **2. Article 3 (Achmani et al., 2020): Virtues of fluorite-case of Bou-Izourane fluorite**

### **Abstract**

Fluorite minerals are among the non-metallic natural substances that have played an important role in the industry for decades. The economic importance of each of the grades of fluorite marketed meets precise chemical specifications such as its melting quality and fluor content. They also provide specific and very diverse outlets: iron and steel industry, aluminum metallurgy, plastics manufacturing, solvents, refrigerants, welding, glassmaking, cement industry, etc. In Morocco, fluorite is a very important resource because of its multiple high-grade deposits, which currently make it the 8th largest producer of metallurgical fluorite concentrate in the world with 70 kt produced per year. In the Moroccan High Atlas, the fluorite district of Bou-Izourane, located 40 km south of the city of Midelt, is estimated to be one of the most important fluorite deposits in Morocco. There are at least four violet fluorite sites in this district, the two deposits of Bou-Izourane and Bou-kharouba in the eastern part of the study area. The western part of the Bou-Izourane region hosts the two other deposits (Tabja and Bou-Imtessene). Although the Bou-Izourane fluorite is more or less colored (Violet-Lilac) with remarkable quality and perfect transparency, its uranium content, especially at the Tabja and Bou-Imtessene sites, is quite high (97.4 - 188.5 ppm). This property of uranium richness is an axis of research in addition to the determination of its physico-chemical characteristics, which will define the virtues and the fields of use of this fluorite. This document has been written in the hope that it will be of some use in highlighting the potential of the fluorite of the Moroccan Bou-Izourane deposit.

*Keywords: Moroccan High Atlas; Bou-Izourane; Fluorite; Uranium; Industry; Hydrofluoric acid.*

## Nomenclature

CaF<sub>2</sub>: Fluorite

ICP-MS: Inductively Coupled Plasma- Mass Spectrometry

### 2.1. Introduction

In its natural state, fluorite, whose chemical formula is CaF<sub>2</sub>, is a mineral which occurs in the form of crystals or translucent to transparent masses. Its fluor content is about 49%. The main substitutions observed within its crystal system are those of calcium (Ca) by rare earths, notably yttrium (Y) or cerium (Ce). Its melting point is about 1390°C. When fluorite is heated, it becomes phosphorescent.

The colors of the mineral are varied: colorless, mauve, violet, almost black, blue, yellow, pink, green and more rarely red, brown or white and with a wide range of shades. This diversity of the color of fluorite is due to complex causes that are cited [1] (*Table 6.1*):

- Green, comes from the replacement of calcium by samarium, or from the existence of fluor (F) centers associated with yttrium and cerium;
- The blue is the result of the presence of F centers associated only with yttrium;
- Purple and violet (widespread in the Bou-Izourane region, our study area) are related to the natural irradiation of fluorite by surrounding radioactive elements. This phenomenon causes the appearance of calcium in colloidal form (Ca<sup>++</sup> (OH)<sup>-2</sup>) and free fluor. When the mineral is fractured, a characteristic odor of ozone O<sub>3</sub> is released and the released fluor reacts with moist air to give O<sub>3</sub> and hydrogen fluoride (HF):



The intensity of these colorings is directly related to the intensity of the irradiation. This is why fluorite which is in contact with uranium deposits is very dark violet, sometimes practically black. This variety is called antozonite. It contains fluor in a gaseous state and gives off a characteristic ozone-like odor when ground or rubbed;

- Brown is related to the presence of inclusions of organic origin.

*Table 6.1: Varieties of fluorite colors according to the element responsible [2].*

Color	Element responsible
Purple, violet and dark violet	Colloidal metallic calcium, size between 300 Å and 400 Å
Dark blue	Colloidal metallic calcium, with larger sizes
Light blue	Yttrium
Light green	Samarium
Yellow	Group O <sub>3</sub> replacing two fluor ions
Brown	Organic material
Blue-violet fluorescence	Europium

In Morocco, fluorite is a very important resource due to its many deposits with high contents, which currently makes it the 8<sup>th</sup> largest producer of metallurgical fluorite concentrate in the world with 70 kt produced per year. In the Moroccan High Atlas, the fluorite district of Bou-Izourane is located 40 km south of the city of Midelt and 35 km as the crow flies east of the summit of Jbel El Ayachi (Central High Atlas, in its extreme east) (Figure 6.1). Bou-Izourane is estimated to be one of the most important fluorite deposits in Morocco next to the district of El Hammam and Zrahina (Central Morocco) and the district of Tirremi (Eastern Morocco).

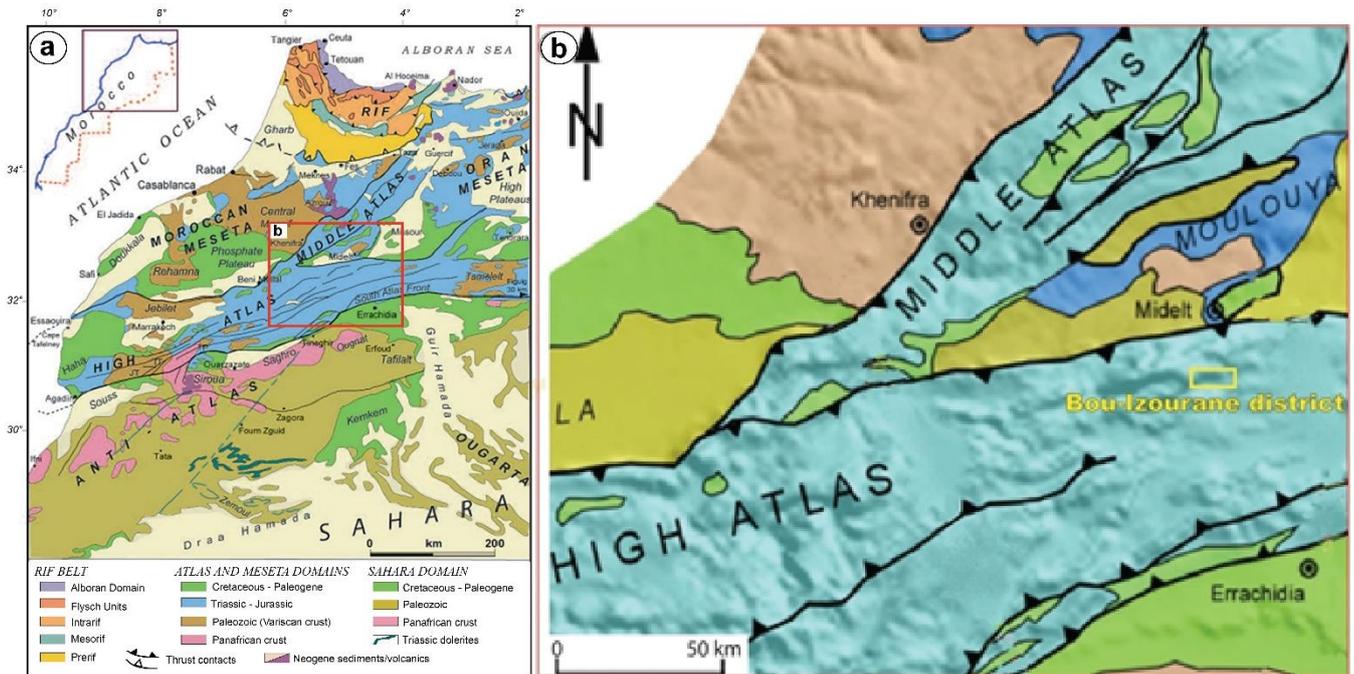


Figure 6.1: (a) Geological map of the northern regions of Morocco [3], (b) Location of the Bou-Izourane district in the High Atlas.

## 2.2. Fluorite deposits and industrial applications

Among non-metallic natural substances, fluorinated ores have been a major focus of industry for decades because of the economic importance of many of their properties, which have significant and diverse market opportunities. Fluorite deposits are widely distributed throughout the world in a wide variety of geological environments such as sedimentary, metamorphic and igneous rocks.

The world's main mining operations can be linked to two main morphological types: **i**-stratiform sedimentary cover deposits and **ii**- hydrothermal-filled vein deposits. The economic importance of fluorite is essentially due to its quality of flux. Its fluor content which makes it a mineral very actively sought after by metallurgy and industrial chemistry. There are three types of grades for fluorite [4] (Table 6.2):

- Fluorite intended for metallurgy "metallurgical grade" (30% of worldwide use), requires a purity of about 80-93 wt %CaF<sub>2</sub> with a maximum SiO<sub>2</sub> content of 15 wt%. Consumption is 2 - 8 kg of fluorite per ton of steel;
- Fluorite is used in chemistry "acid grade"(50 % of worldwide use), fluorite is used in aluminum metallurgy and the production of hydrofluoric acid. This acid is used in chemistry for the manufacture of hydro chlorofluorocarbon derivatives (HCFC) and hydrofluoroalkanes (replacing CFC-type polluting products). The aluminum and HCFC industry requires a product with CaF<sub>2</sub> contents of more than 97 wt%, SiO<sub>2</sub> contents of less than 1.5 wt% and almost zero sulphide contents;
- Fluorite is used in glass and ceramics "ceramic grade" (20% of worldwide use), it is used as an opacifier; the grade required for this use has a content between 90 and 98 wt% CaF<sub>2</sub>.

There are ancillary uses: dental, pharmaceutical, ornamental minerals, jewellery, cement and even for the manufacture of optical lenses, it offers a high transmission rate in the infrared and ultraviolet light spectra. Due to its excellent properties of abnormal dispersion, fluorite largely blocks the secondary spectrum to effectively correct chromatic aberrations in the visible light spectrum, a result difficult to obtain over longer focal lengths. In addition, it is much lighter than optical glass, making the lens lighter and more effective.

Table 6.2: Types of fluorite grades meet precise chemical specifications [2].

Quality	CaF <sub>2</sub>	CaCO <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	S	Pb	As	P
Acid	>97%	<1 %	<1.5%	<0.1%	-	<12ppm	<150ppm
Metallurgical	>80%	-	<15%	<0.3%	<0.5%	-	-
Ceramic	80 - 96 %	-	<3%	-	-	-	-

### 2.3. Materials and Methods

Fluorite is used for many applications in many fields. This mineral, in its pure state, contains 48.7% fluor and 51.3% calcium. Therefore, fluorite is the most important source of fluor.

The Bou-Izourane fluorite deposit, which is the subject of this study, is exploited by the company "Global Mines" whose main activities are prospecting, mining, processing and marketing of minerals [5] (Figure 6.2). The different samples taken and listed, according to their color which goes from purple to dark lilac, were subject to a separation and sorting of the fluorite crystals from the other paragenesis (calcite and quartz). Fluorite samples were then analyzed by the ICP-MS

(Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry) method at Bureau Veritas Minerals (Canada) (Figure 6.3).

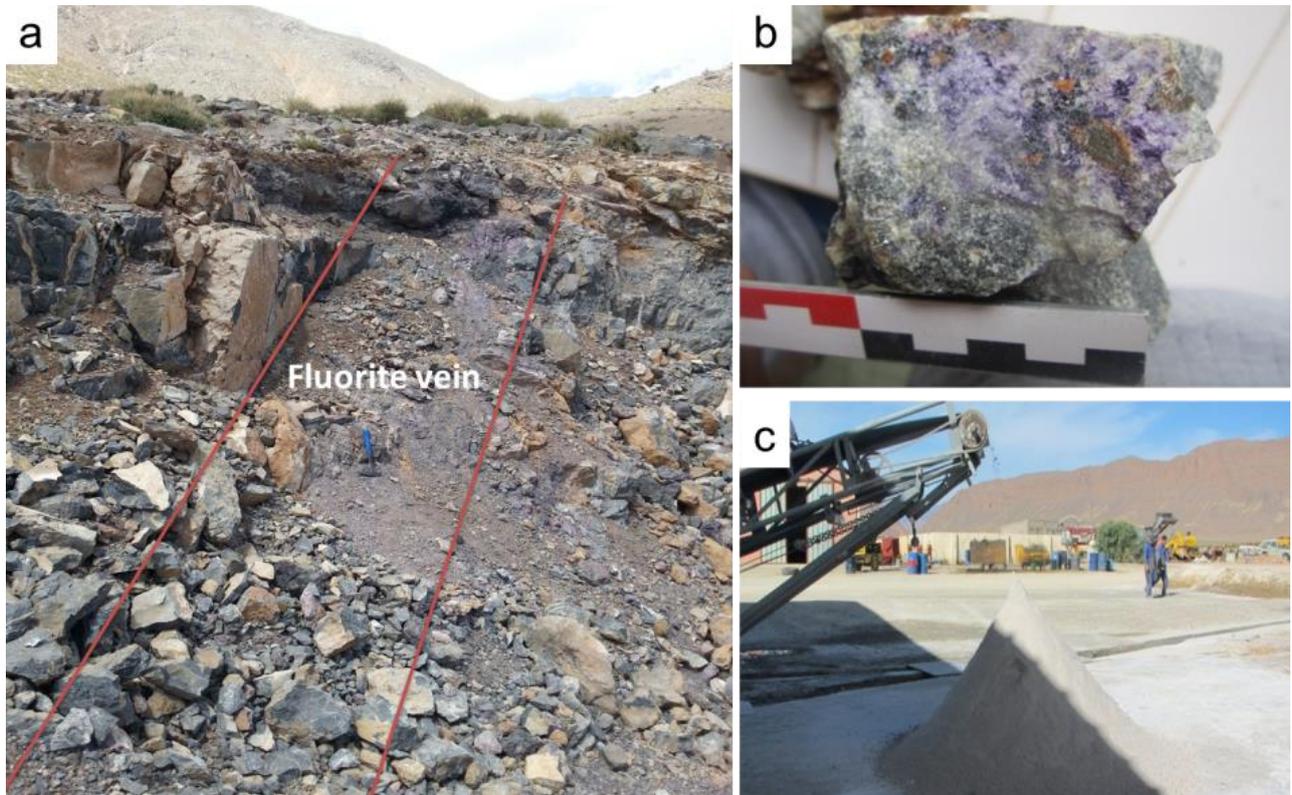


Figure 6.2: (a, b) Outcrop and macroscopic appearance of Bou-Izourane fluorite, (c) final product at 97%  $\text{CaF}_2$ .

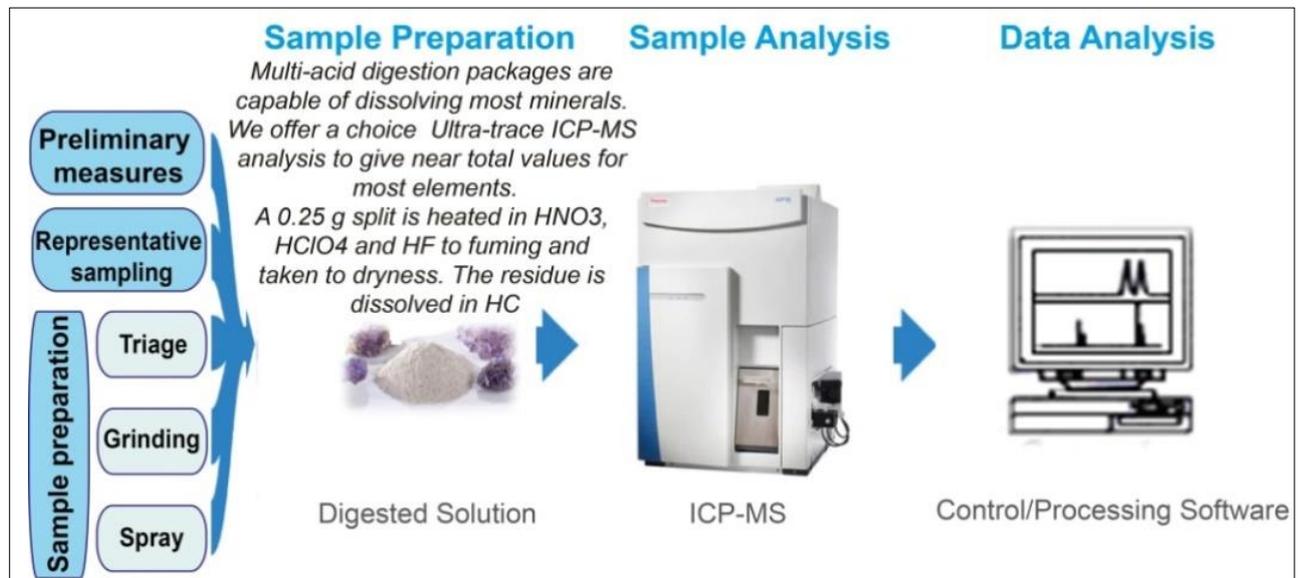


Figure 6.3: Process of geochemical analyzes by the ICP-MS method.

#### 2.4. Fluorite in Morocco

Fluorite deposits are widely distributed throughout the world, showing great diversity depending on the geological environment in which they are considered.

Worldwide, fluorite (CaF<sub>2</sub>) reserves are estimated at 270000 kt [6]. These reserves are distributed in different geographical areas, the largest of which are China, South Africa, Mongolia, Mexico and Europe (Spain, United Kingdom, France [6]).

In Morocco, fluorite is a very important resource due to its many high-grade deposits, making our country currently the 8<sup>th</sup> largest producer of metallurgical fluorite concentrate in the world, with 70 kt produced per year.

Seven localities have produced interesting fluorite samples: the largest deposit still in production since the 1930s is El Hammam district. Another deposit is exploited on the northern flank of Ougnat (El Hamda-Touroug), as well as the mine of Bou-Izourane (Zaouiât Sidi Hamza), Aouli and Aghbala. Fluorite also occurs in other deposits in the Eastern region (Tirremi in the Taourirt region) and in the Middle Atlas (Zrahina) (Figure 6.4).

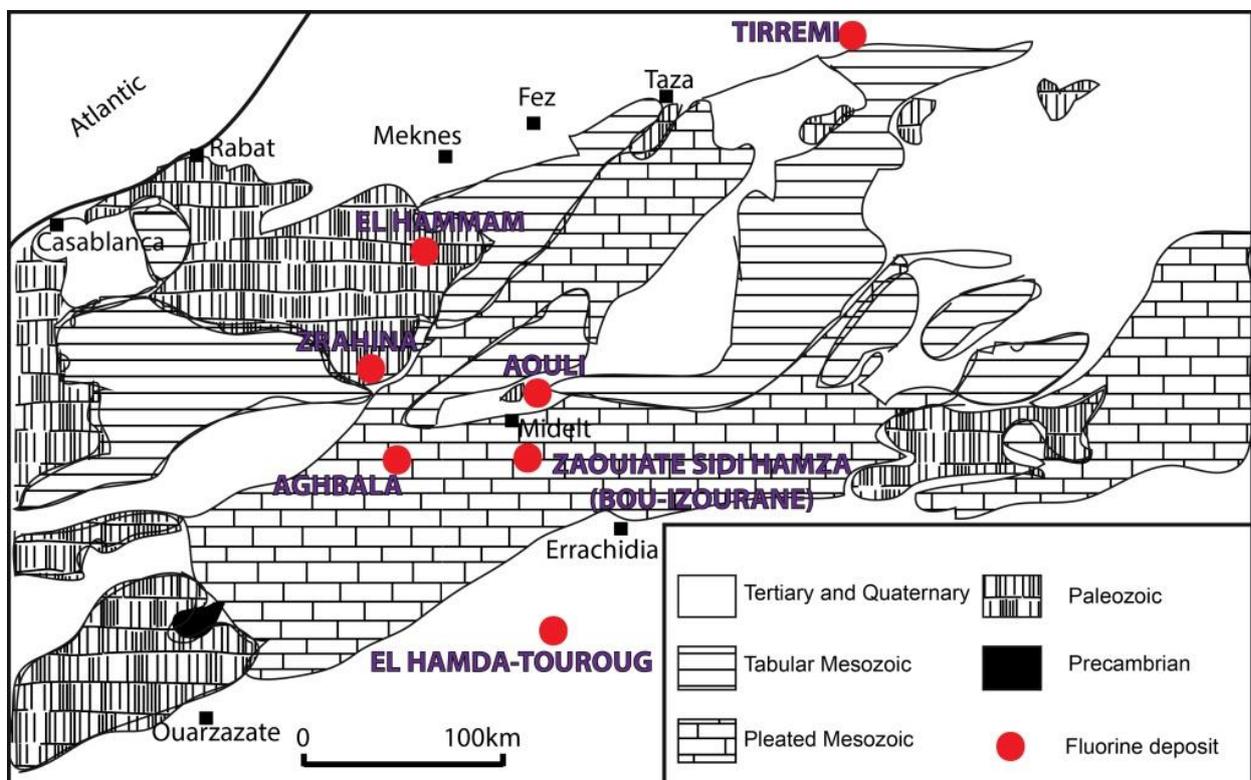


Figure 6.4: Location of fluorite sites in Morocco [7].

2.5. Bou-Izourane fluorite (High Atlas, Morocco)

Bou-Izourane fluorite occurs both in the form of vein-type deposits and in the form of karst clusters and interlayer joints.

2.5.1. Characterization of fluorite mineralization

In the Bou-Izourane district, there are at least four sites with violet fluorite. The two deposits of Bou-Izourane and Bou-kharouba are located in the eastern part of the study area. The western part of the Bou-Izourane region hosts the other two sites; Tabja and Bou-Imtessene (Figure 6.6):

- **Bou-Izourane and Bou-Kharouba deposits:** fluorite is light violet, mainly associated with numerous calcite and quartz crystals. Concentrations of thorium (Th) and uranium (U) are clearly low (up to 0.5ppm for U and 2ppm for Th) (Figure 6.5; Table 6.3);
- **Tabja and Bou-Imtessene deposits:** whose fluorite mineralization has a spectacular appearance due to its bright violet color. This fluorite shows very high uranium content (up to 188.5 ppm for U and 609.6ppm for Th) (Figure 6.5; Table3).

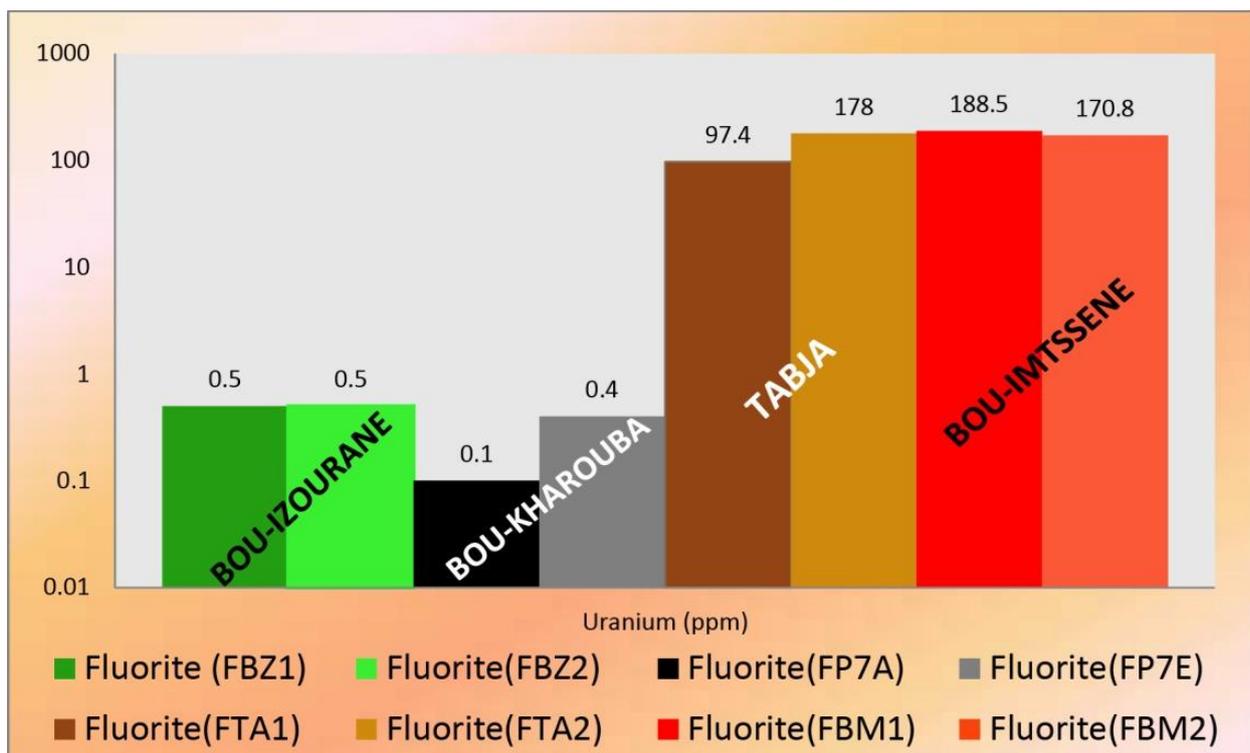


Figure 6.5: Uranium content of Bou-Izourane fluorite samples (ICP-MS analysis).

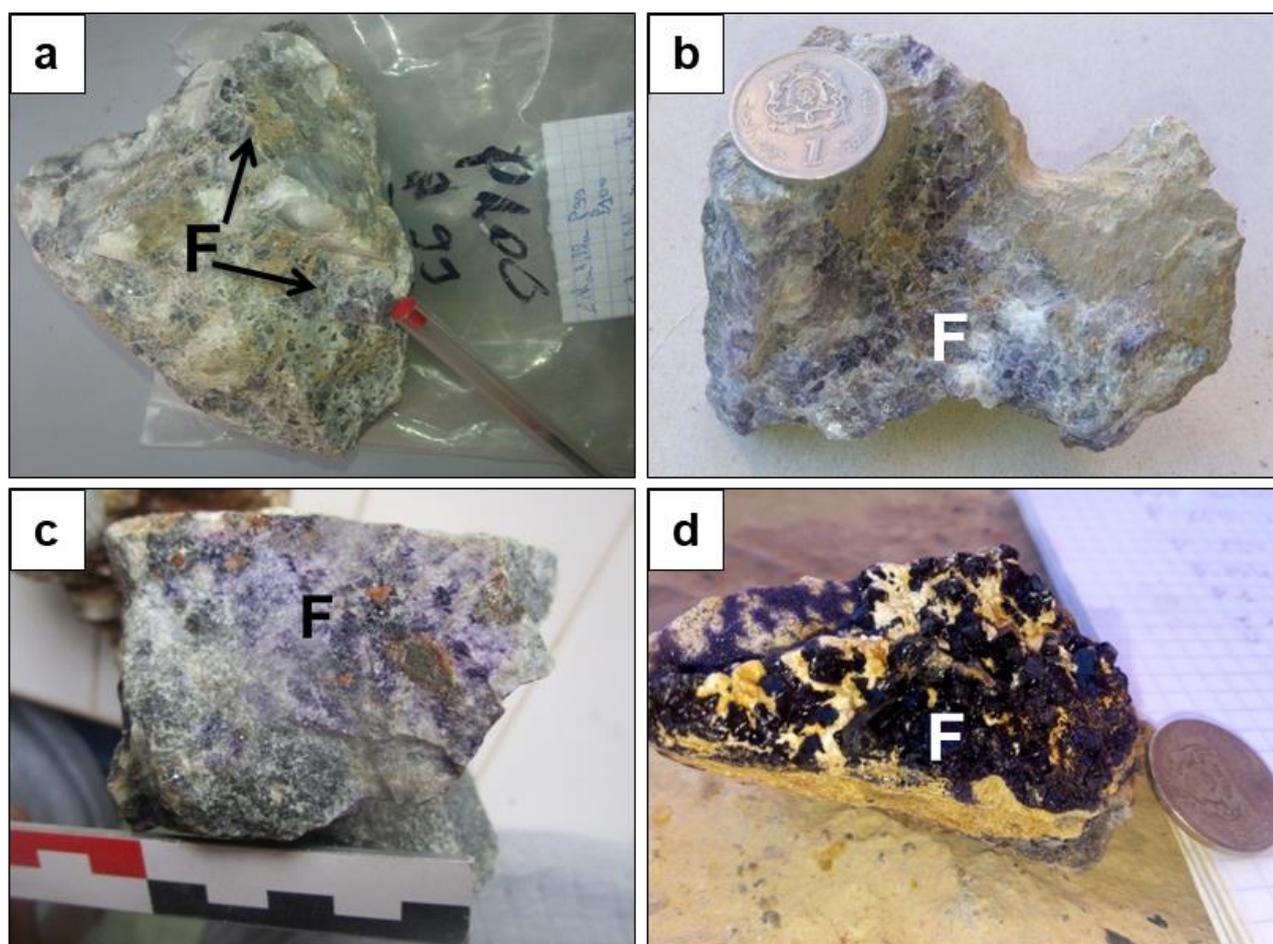


Figure 6.6: Macroscopic aspect of fluorite mineralization in sites of study area: (a) Bou-Izourane; (b) Bou-Kharouba; (c) Tabja; (d) Bou-Imtessene.

Table 6.3: REE composition (ppm) of representative samples of violet fluorite from the Bou-Izourane district.

Site	Bou-Izourane		Bou-Kharouba		Tabja		Bou-Imtessene	
Sample	FBZ1	FBZ2	FP7A	FP7E	FTA1	FTA2	FBM1	FBM2
La	2.6	4	3.5	4	1.9	1.7	714.1	828.8
Ce	3.19	4.62	7.97	7.6	2.52	2.02	954.88	1058.78
Pr	0.3	0.5	1.1	0.9	0.6	0.2	67.2	75.9
Nd	1.9	3	6.9	5	1.1	0.9	136.4	150.2
Sm	0.4	0.4	1.8	1.3	0.3	0.2	13.5	15
Eu	0.08	0.1	0.5	0.4	0.08	0.08	3.4	3.8
Gd	0.5	0.8	2.2	1.8	0.3	0.2	9.4	12.6
Tb	0.08	0.08	0.2	0.1	0.3	0.08	1.7	2.3
Dy	0.6	0.8	1.8	1.5	0.5	1.1	10.3	14.6
Y	7.1	12.5	20.5	15.3	6.9	15.6	132.2	159.1
Ho	0.2	0.2	0.5	0.3	0.2	0.4	2.4	3
Er	0.4	0.5	1.1	0.9	0.6	1.8	9	12.1
Yb	0.3	0.6	0.9	0.8	0.7	3.1	11.3	15.1
Lu	0.08	0.08	0.1	0.1	0.1	0.5	1.8	2.4
Y/Ho	35.5	62.5	41	51	34.5	39	55.083	53.033
U	0.5	0.5	0.1	0.4	97.4	178	188.5	170.8
Th	1.1	1.2	1.4	2	16.8	24.6	609.6	569.1
Th/U	2.2	2.4	14	5	0.172	0.138	3.233	3.3319
Y/Y*	4.522	7.961	13.057	9.745	4.394	9.936	84.203	101.337

The special relationship between the violet color of fluorite and its uranium content is well demonstrated elsewhere. Indeed, the high uranium content of the fluorite in the Tabja and Bou-Imtessene deposits may suggest that the parent fluids were highly oxidized, as uranium is highly mobile under oxidizing conditions, as is the case of the Gabal Gattar Area deposit, Northern Eastern desert, Egypt, where high uranium grades (17.67- 137.6 ppm) were detected [8].

As a result, the Bou-Izourane deposit has the same characteristics of uranium-rich fluorite deposits and would therefore be added to the world's deposits; such as the Berbes mine in Spain, the Jingbian mine in China and the Crôt-Blanc mine at Grury in France.

### *2.5.2. Rare earth geochemistry of the Bou-Izourane fluorite mineralization*

Today, due to their exceptional properties, rare earths are considered strategic metals. These mineral materials are used in the manufacture of digital high-tech products and new green technologies.

The properties of rare earths and trace elements in hydrothermal fluids are mainly controlled by the physical and chemical conditions during the fluid-host interaction and the enrichment polarity of the mineralization [9, 10]. The geochemistry of these elements will be applied to try to determine the source of fluids and percolation pathways and help to adopt a more economical, point source method of operation. In the REE+Y (REY) diagram normalized to chondrites [11] (Figure 6.7), the spectra show that despite variations in color and texture between the four fluorite sites, the three sites (Bou-Izourane, Bou-Kharouba and Tabja) have parallel and flat spectra, and show positive Y anomalies. As for the Bou-Imtessene site, it is rich in rare earths compared to the other deposits, and moderately enriched in light rare earths (LREE) compared to heavy rare earths (HREE), with Y/Y\* ratios ranging from 84.20 to 101.34ppm.

All the fluorites in our study area show positive Y anomalies (Figure 6.7), Möller [12] suggested that Y enrichment depends on the presence of fluorite complexes, while Bau [13] indicates that Y-F complexes have a high stability compared to Ho-F complexes. Therefore, Y prefers to remain in fluorite formed from F-rich fluids, fluorite precipitated from fluid has an increasing Y content and Y/Y\* ratio from the beginning to the end of mineralization [14].

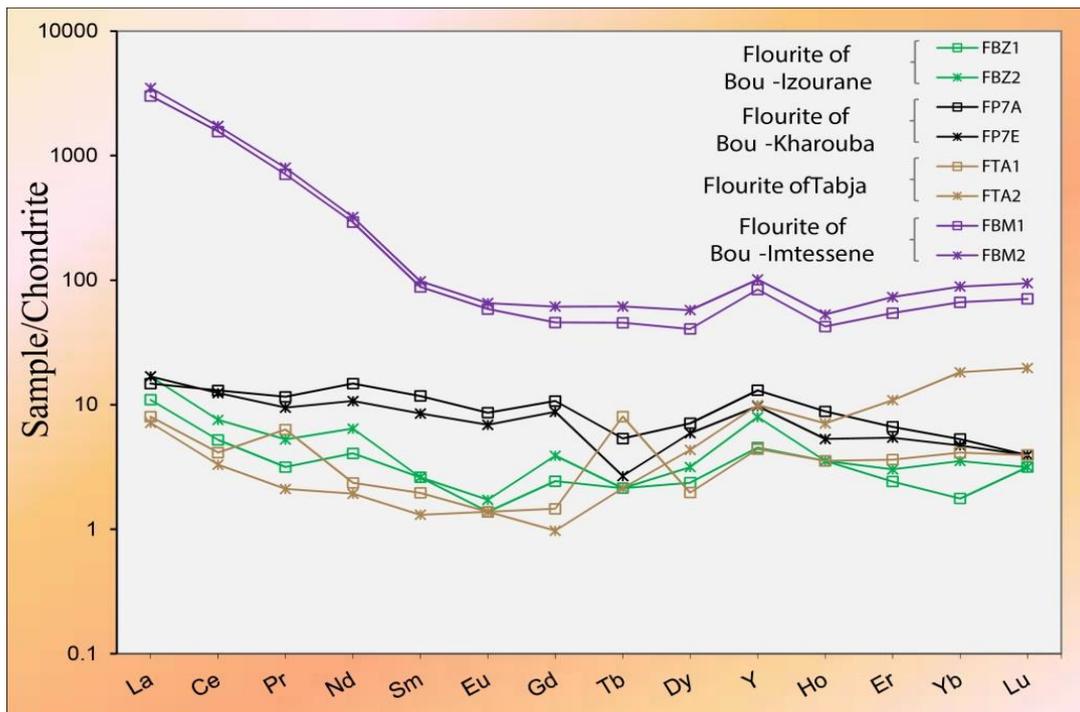


Figure 6.7: Normalization diagram with chondritic values of rare earths (obtained by ICP-MS of samples from Bou-Izourane fluorite).

## 2.6. Discussion

### 2.6.1. Uses and virtues of Bou-Izourane fluorite

The Bou-Izourane deposit contains varieties of fluorite with distinct chemical properties, although they have common physical properties; a more or less violet color and perfect transparency. Thus, the fluorite at the two sites of Bou-Izourane and Bou-Kharouba contains arsenic concentrations below 12 ppm and phosphorus concentrations below 150 ppm (Table 6.3). According to the classification of Féraud [2] (Table 6.4), it can be used mainly in:

- The chemical industry for the manufacture of products such as: (i) hydrofluoric acid, which is the basis for the manufacture of organic and inorganic fluorinated derivatives. Notable direct applications of hydrofluoric acid are metal cleaning, pickling of steel and stainless steel sheet; (ii) aluminum fluoride, which is used in aluminum metallurgy as an electrolyte to reduce alumina to aluminum metal;
- In organic chemistry; for the production of plastics, refrigerants, insulating foams, solvents. Fluorinated solvents are, for example, used for cleaning electronic circuits because of their resistance to high temperatures. The manufacture of fluorinated plastics, flexible foams (mattresses, cushions) or rigid foams (thermal and sound insulation) used in furniture and in the automotive industry are other forms of use of this variety;

- In the health care field, sodium fluoride (NaF) is highly soluble in water and is used in many toothpastes, some mouthwashes and for fluoridation of drinking water. Fluor is used in the treatment of osteoporosis. Chlorofluorocarbons are also used as aerosol propellants in the treatment of asthma and allergies;
- Moreover, this fluorite can also be used in the optics of metal fluorides such as magnesium fluoride. In fact, deposited as a thin film on the lenses of optical devices, they decrease the intensity of reflected light and thus increase the brightness.

The other type, fluorite from the other two sites of Tabja and Bou-Imtessene, characterized by arsenic concentrations higher than 12 ppm and phosphorus contents higher than 150 ppm ([Table 6.3](#)), will be destined for the metallurgical industry ([Table 6.4](#)) in the areas of:

- Liquefaction of steelworks in furnaces and electrical transformers;
- Development of auxiliary materials for continuous or conventional casting and the removal of sulfur from special steels (desulphurization);
- Nuclear energy as a source of uranium to generate electricity in nuclear power plants, (nuclear power plants), using the heat released by the fission of uranium atoms[15];
- Solder, which takes advantage of the fluxing properties of the mineral, this fluorite can be used as one of the main components of fluxes in basic solder and electrode and cored wire coatings, and to lower the melting point of minerals or compounds.

Although the district fluorite of Bou-Izourane, particularly from the Tabja and Bou-Imtessene sites, is more or less colored (violet-lilac) with remarkable quality and perfect transparency, it is not suitable for the manufacture of optical lenses. Indeed, its very high uranium content (97.4-188.5ppm) will represent a serious danger linked to the emission of radioactive decay products such as radon and radium. These materials emit low-intensity radiation capable of penetrating cells and modifying the molecules necessary for normal functioning [4, 16].

*Table 6.4: Some chemical characteristics of violet fluorite from Bou-Izourane district.*

Quality	Site	Sample	CaF <sub>2</sub> (%)	CaCO <sub>3</sub> (%)	S (%)	Pb ( ppm)	As ( ppm)	P ( ppm)
Acid	Bou-Izourane	FBZ1				40.25	2.7	80
		FBZ2				42.39	2.3	130
	Bou-Kharouba	FP7A				29.8	1.4	40
		FP7E	35.03	23.75		35.32	4.1	60
Metallurgical and/or	Tabja	FTA1	-	-	<0.04	29.67	7.5	1320
		FTA2	48.49	36.01		45.55	15.7	1570
Ceramics	Bou-Imtessene	FBM1				116.14	1.9	200
		FBM2				65.39	<0.2	120

### 2.7. Conclusions

Fluorite is one of the world's most sought-after critical minerals. Moreover, a more precise study of its physico-chemical characteristics opens up new horizons for a very large number of uses for this mineral. Thus, the Uranium richness of the Bou-Izourane fluorite (compared to those found in other deposits), is not suitable for the manufacture of optical lenses. It will be better used as a flux in many industries (cement, iron and steel, glass and ceramics industries ...) to lower the melting point of minerals or compounds and especially as a source of hydrofluoric acid. Finally, the high Uranium content of this Bou-Izourane fluorite (Tabja and Bou-Imtessene sites) in its natural state leads us to carry out more in-depth studies (especially chemical) on its use in the field of applied metallurgical seals.

Fluorite is sometimes used as a colorless flux in the manufacture of white Portland cement and as a baking aid in the grey cement industry. In view of our aspirations to use Bou-Izourane district fluorite in this field, we plan, as far as possible, to carry out some analyses and tests to verify its suitability.

In addition, although nature's defenders generally attribute only the negative environmental impact of the use of fluorite in industry, the fluorite is largely involved in mitigating the greenhouse effect. Thus, the fluorite is used as a flux in many industries (cement, steel, glass and ceramics industries, etc.) to lower the melting point of minerals or compounds. As a result, an interesting quantity of emitted gases will be reduced, while corroborating to an important energy saving.

### References

- [1] J. Féraud, *Mémento des roches et minéraux industriels: la fluorine ou spath fluor.* Rap. BRGM R 40825, 102 p., 2 fig., 10 tabl., 2 am., 1 carte h.t, (1999).
- [2] J. Féraud, *La Fluorine, Géochronique.* n°106. (cf. aussi le dossier du n°107 sur la fluorine de l'opéra Garnier).(2008) 14 – 43.
- [3] D. Frizon de Lamotte, A.Crespo-Blanc, B. Saint-Bezar, M. Comas, M. Fernandez, H.Zeyen, H. Ayarza, C. Robert-Charrue, A. Chalouan, M. Zizi, A. Teixell, M.L. Arboleya, F. Alvarez-Lobato, M. Julivert, A. Michard, *Transmed-transect I [Betics, Alboran Sea, Rif, Moroccan Méseta, High Atlas, Jbel Saghro, Tindouf basin]*, in: W. Cavazza, F. Roure, W. Spakman, G. M. Stampfli and P. A. Ziegler (Eds), *The Transmed Atlas –the Mediterranean region from crust to mantle.* Springer Verl., Berlin, Heidelberg (2004).
- [4] W. R. Hendee, *Estimation of radiation risks. BEIR V and its significance for medicine.* Journal of the American Medical Association 268 (1992) 620-624.
- [5] J. Achmani, M. Cherai, I. Chraïbi, F. Talbi, *Caractérisation géologique de la minéralisation fluorée du gisement de Bou-Izourane (Haut-Atlas Central, Maroc): Relation tectonique-minéralisation.* In *Proceedings of the 11th Annual Conference on the Magmatism, Metamorphism and Mineralization Associated*, El Jadida, Morocco, (2019) 63.
- [6] U.S. Geological Survey. *Mineral commodity summaries.* U.S. Geological Survey, (2018) 200,

<https://doi.org/10.3133/70194932>.

- [7] A. El Ouazzani. Roches et minéraux industriels au Maroc. Office National des Hydrocarbures et des Mines (ONHYM). Journées nationales de l'industrie minérale Marrakech, 23-25 Novembre., Morocco (2005).
- [8] N. M. Mahdy, M. H. Shalaby, H. M. Helmy, A. F. Osman, E. S. H. El Sawey & E. K. A. Zeid. [Trace and REE element geochemistry of fluorite and its relation to uranium mineralizations, GabalGattar Area, Northern Eastern Desert, Egypt](#). *Arabian Journal of Geosciences*, (2013). Doi: [10.1007/s12517-013-0933-2](#).
- [9] M. Bau, P. Möller, Rare-earth element fractionation in metamorphogenic hydrothermal calcite, magnesite and siderite. *Miner. Petrol.* 45 (1992) 231–246
- [10] G. Schwinn, G. Markl. REE systematics in hydrothermal fluorite. *Chem. Geol.* 216 (2005) 225–248.
- [11] S. S. Sun, W. F. McDonough, Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In *Magmatism in Ocean Basins*. Vol. 42 (eds. A. D. Saunders and M. J. Norry). Geological Society, London, Special Publications, (1989) 313-345.
- [12] P. Möller. Rare earth elements and yttrium fractionation caused by fluid migration. In: Novak M, Rosenbaum J (eds) *Challenges to chemical geology*. Czech GeolSurv, Vol Referenced Pap MAEGS-10 (1998) 9–32.
- [13] M. Bau. Controls on the fractionation of isovalent trace elements in magmatic and aqueous systems: evidence from Y/Ho, Zr/Hf, and lanthanide tetrad effect. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 123(3) (1996) 323–333. Doi: [10.1007/s004100050159](#).
- [14] X. H. Deng, Y. J. Chen, J. M. Yao, L. Bagas & H. S. Tang. Fluorite REE-Y (REY) geochemistry of the ca. 850 Ma Tumen molybdenite-fluorite deposit, eastern Qinling, China: constraints on ore genesis. *Ore Geol. Rev.* 63 (2014) 532–543.
- [15] L. Meitner, O. R. Frisch. Disintegration of uranium by neutrons: a new type of nuclear reaction. *Nature* 143 (3615), (1939) 239–240.
- [16] C. Darolles. Discrimination des effets chimiotoxiques et radiotoxiques de l'Uranium: définition de marqueurs biologiques pour l'évaluation des risques professionnels dans l'industrie du nucléaire, Ph.D. Thesis University of the Mediterranean Aix-Marseille II, Faculties of Medicine and Pharmacy, 459 (2010).

### 3. Données complémentaires

La fluorite provenant du site de Bou-Imetessene, qui est notablement enrichie en halos d'irradiations, se distingue par des teneurs accrues en oxydes de terres rares et en minéraux de pyrochlores riches en niobium et uranium emballés dans cette fluorite. Cette composition découle de la dissolution de la roche encaissante, entraînant la concentration de ces éléments sous forme d'agrégats. Face à cette particularité, il est impératif de considérer l'adoption d'une méthode de traitement spécifique pour cette variété de fluorite.

La mise en place d'un traitement adapté permettrait de séparer les éléments indésirables tels que l'uranium, qui se trouve dans les pyrochlores. L'extraction et la récupération de ces éléments chimiques contenus dans la fluorite pourraient aussi contribuer à valoriser ces éléments. Cette approche viserait ainsi à produire un concentré de fluorite dépourvu d'uranium, ce qui pourrait améliorer considérablement la qualité du produit final.

Dans un contexte où la demande en terres rares est en constante augmentation pour diverses applications industrielles et technologiques, exploiter ces richesses contenues dans la fluorite de Bou-Imetessene pourrait être d'une importance significative. Cependant, pour maximiser les avantages tout en minimisant les risques associés aux éléments indésirables, il est impératif de mettre en œuvre des méthodes de traitement spécifiquement adaptées à ces caractéristiques particulières de la fluorite.

# **Conclusion générale**

### 1. Introduction

La relation génétique potentielle entre les minéralisations de fluorite situées à proximité des complexes magmatiques syénitiques-carbonatitiques, et des fluides magmatiques associés à l'activité magmatique, fait actuellement l'objet de débats au sein de la communauté scientifique. L'origine des éléments chimiques (fluor, calcium et ETR), les mécanismes de transport de ces éléments par les fluides, les facteurs qui régissent leur percolation, la chronologie absolue des mouvements des fluides, ainsi que le rôle de la tectonique régionale et la présence du corps magmatique dans la circulation des fluides et la précipitation de la fluorite, sont autant de questions ouvertes. Bien que les méthodes analytiques pour étudier ces minéralisations de la fluorite soient performantes, les difficultés d'accès à des échantillons représentatifs et même l'absence de matériaux de référence représentent souvent des obstacles majeurs. L'objectif fondamental de ce travail était d'apporter de nouvelles contraintes pour mieux appréhender les mécanismes à l'origine des minéralisations de fluorite en relation spatiale avec les complexes magmatiques. L'approche pluridisciplinaire, alliant des analyses pétrographiques, géochimiques et géochronologiques, mise en œuvre au cours de cette étude, a permis d'apporter de nouveaux éléments de compréhension concernant la nature et l'évolution des fluides responsables de la minéralisation, ainsi que les interactions fluide-roche qui ont conduit à la formation de ces dépôts de fluorite.

Les recherches menées dans le cadre de cette thèse ont porté sur l'étude de sept sites à fluorite proches du complexe magmatique éocène moyen-tardif de Tamazeght. Elles sont encaissées dans les roches sédimentaires (calcaires et marnes) du Lias (Bou-Izourane, Takkat, Bou-Kharouba, Tabja), dans les syénites (Bou-Imetssene, Meghsan) et également dans des skarns (Bou-Imetssene, Tamazeght). Ces fluorites se trouvent entre les joints entre les marnes et les roches calcaires, dans les cavités karstiques et dans les filons orientés selon trois familles différentes (N20, N50-80 et N120).

### 2. Synthèse

#### *2.1. Caractérisation métallogénique et sources de fluides*

Les minéralisations de fluorite du district de Bou-Izourane, sont activement exploitées depuis 2004. Chacun des sites minéralisés dans la zone présente une séquence paragenétique caractéristique, comprenant les étapes suivantes (*Figure 7.1*): premièrement, une phase de mise en place de la fluorite (F11 ou F12) accompagnée de la dissolution de la roche encaissante ;

## Conclusion générale

---

deuxièmement, une phase de fracturation suivie de colmatage par de la calcite ; troisièmement, une étape de silicification impliquant de quartz micrométrique associé à la dissolution partielle de la fluorite et de la calcite. Un quatrième stade est identifiable sur le site de Meghsan, impliquant la précipitation d'oxydes de fer qui remplissent des fissures recoupant la fluorite et la calcite.

Les inclusions fluides de la fluorite (FI1) encaissées dans les roches marneuses carbonatées du Lias (Bou-Izourane, Bou-Kharouba et Takkat) sont des inclusions fluides isolées, biphasiques et aqueuses. Elles ont des salinités faibles (1,5 à 3 wt % equiv. NaCl) et des températures d'homogénéisation (Th) comprises entre 91 °C et 159 °C (*Figure 7.1*). Les inclusions fluides trouvées dans les cristaux de fluorite (FI2) des sites de Tabja, Tamazeght et Meghsan partagent des similitudes en termes de salinité avec des sites mentionnés antérieurement. Cependant, elles se distinguent par des températures d'homogénéisation plus élevées dans une plage allant de 99°C à 241°C. En plus de la phase vapeur riche en CO<sub>2</sub>, certaines phases solides secondaires ont été identifiées dans ces inclusions. Ces phases comprennent la nahcolite, la calcite et la strontianite. La présence de ces minéraux suggère des conditions chimiques spécifiques au moment de la formation de ces fluorites. Seule la fluorite (FI2) provenant de Bou-Imtessene révèle des niveaux élevés de salinité (~18 % wt % equiv. NaCl) ainsi que des températures d'homogénéisation de niveau intermédiaire, se situant entre 126 °C et 187 °C (*Figure 7.1*). Les concentrations élevées de salinité spécifiques à Bou-Imtessene ainsi que la présence de minéraux secondaires tels que la nahcolite et des carbonates dans les inclusions fluides des fluorites récupérées des sites de Tabja, Tamazeght et Meghsan suggèrent une possible implication de fluides tardi-magmatiques.

Les valeurs  $\delta^{18}\text{O}$ , mesurées dans les fluides qui ont favorisé la précipitation des calcites associées à la fluorite de Tabja (présentant les températures les plus élevées) et de Bou-Izourane (affichant des températures plus basses), varient respectivement entre -5,5 ‰ et -1,6 ‰ V-SMOW et entre -3,3 ‰ et -2 ‰ V-SMOW. Ces valeurs indiquent clairement que les liquides responsables de la formation de ces calcites ont une origine hydrothermale météorique. Les résultats concernant les fluorites n'ont pas été concluants. Cependant, étant donné que les températures et les salinités des inclusions fluides présentes dans les fluorites et les calcites affichent des similitudes dans ces sites, il est plausible de suggérer une origine également hydrothermale météorique pour les fluides ayant induit la formation de la fluorite.

Site	Bou-Imetsene	Meghsan	Tamazeght	Tabja	Bou-Izourane	Bou-Kharouba	Takkat	
<b>Occurrence de la minéralisation</b>	Stockwork: N50-80 N120	Veins: N50-80	Cavités remplies de fluorite	Veins: N20, N50-80 Cavités karstiques	Veins: N20, N50-80 Cavités karstiques Joints liés aux strates	Veins: N120	Veins: N20, N120	
<b>Paragenèse</b>	Fluorite → Calcite → Quartz (silicification)							
<b>Stade fluorite</b>	Fluorite 1 (F11)							
<b>Encaissant</b>	Syénite et skarn (Eocène moyen)	Syénite (Eocène moyen)	Skarn (Eocène moyen)	Calcaire à marnes (Jurassique inférieur)	Calcaire à marnes (Jurassique inférieur)	Calcaire à marnes (Jurassique inférieur)		
<b>Caractéristiques des inclusions fluides</b>	Plans des inclusions fluides primaires: *Biphasique (liquide, vapeur) *Polyphase: - Liquide (eau salée et phosphates dissous) - Vapeur (CO2 et H2) - Carbonates	Plans des inclusions fluides primaires: *Biphasique (liquide, vapeur) *Polyphase: - Liquide (phosphates dissous) - Vapeur (vapeur d'eau) - Nahcolite, Barite - Strontianite - Hexahydrite	Plans des inclusions fluides primaires: *Biphasique (liquide, vapeur) *Polyphase: - Liquide (Phosphates et carbonates dissous) - Vapeur (CO2) - Carbonates	Plans des inclusions fluides primaires: *Biphasique (liquide, vapeur) *Polyphase: - Liquide (phosphates dissous) - Vapeur (CO2 et H2) - Whewellite - Carbonates	Inclusions fluides primaires isolées: -Biphasique (liquide, vapeur) -La phase liquide dominante (liquide >50%)			
<b>Température d'homogénéisation</b>	126 à 187 ±1(°C)	99 à 241 ±1(°C)			91 à 159 ±1(°C)			
<b>Salinité</b>	17.6 à 18.8 wt % NaCl eqv	0.18 à 3.7 wt % NaCl eqv						
<b>Sources de fluides</b>	<b>Fluides hydrothermaux météoriques et tardi-magmatiques</b>			<b>Fluides hydrothermaux météoriques</b>				

Figure 7.1 : Synthèse des caractéristiques métallogéniques et des sources de fluides de la fluorite du district de Bou-Izourane.

La répartition des terres rares dans la fluorite montre une grande similitude avec celle observée dans les carbonatites de Tamazeght. Cette similarité suggère que les terres rares proviennent vraisemblablement : i) de l'altération hydrothermale des carbonatites (e.g. Bou-lzourane, Bou-Kharouba et Takkat), et ii) des fluides carbonatitiques (tardi-magmatique) identifiés dans les sites de Tabja, Tamazeght, Meghsan et Bou-Imtessene.

En général, les complexes magmatiques de type syénitique-carbonatitique, surtout ceux intrusifs dans un encaissant calcaire, peuvent agir comme source d'éléments essentiels tels que le fluor, le calcium et les terres rares pour la formation des minéralisations de fluorite. Ce processus s'effectue par l'apport direct de fluides tardi-magmatiques riches en F, et/ou par la circulation de fluides hydrothermaux d'origine météorique le long des fractures, entraînant ainsi une lixiviation du fluor. Ces complexes magmatiques peuvent jouer un rôle en tant que source de chaleur et mécanisme d'entraînement pour les flux de fluides.

### *2.2. Reconstitution de l'histoire de la genèse du gisement de fluorite*

Des datations radiométriques U-Pb précises sur les zircons, les titanites et les apatites provenant des roches du complexe de Tamazeght ont été intégrées à cette étude. Ces données nous ont permis de déduire trois grands épisodes magmatiques lors de la formation du complexe magmatique de Tamazeght. Le premier épisode, survenu entre 47 et 44 Ma, a englobé les roches plutoniques de la séquence jacupirangite-ijolite, tandis que le deuxième épisode, entre 44 et 40 Ma, a inclus une variété d'unités plutoniques telles que des syénites, des malignites et des monzonites. Enfin, la phase la plus récente (~ 40-35 Ma) a été marquée par l'intrusion et/ou l'extrusion de divers dykes, notamment des carbonatites et des lamprophyres.

Suite aux deux premiers épisodes d'activité magmatique de caractère plutonique à Tamazeght, qui ont eu lieu entre 47 et 40 Ma, le stade filonien est apparu avec une variété de dykes, y compris des carbonatites d'âge  $39 \pm 3$  Ma. Les fluides carbonatitiques qui ont donné naissance à ces carbonatites ont contribué à la précipitation des minéralisations de la fluorite (F1), entraînant simultanément la dissolution de la roche encaissante (e.g. syénite). Cela marque le premier stade (I) de la formation des minéralisations de la fluorite dans la région de Bou-lzourane à l'Eocène tardif (*Figure 7.2*).

Ensuite, la circulation de fluides météoriques hydrothermaux au sein des roches du complexe magmatique de Tamazeght, riches en fluor, a provoqué la lixiviation du fluor de ces roches ainsi que des éléments des terres rares (ETR) des carbonatites de Tamazeght. Le complexe de Tamazeght

## Conclusion générale

---

se présente comme la source la plus plausible de chaleur et du mécanisme qui a conduit à la mise en mouvement des fluides minéralisateurs. Le déplacement ascendant de ces fluides hydrothermaux, riches en fluor, en interaction avec les roches encaissantes riches en calcium (calcaires), a entraîné le refroidissement et l'enrichissement de la teneur en calcium de ces fluides. Cette évolution a provoqué la précipitation de la fluorite (F12), qui correspond au deuxième stade (II) de minéralisation (*Figure 7.2*). Ces dépôts de fluorite (F11) ont eu lieu au sein de cavités ainsi que le long des joints stratiformes et de failles orientées selon les directions N20, N50-80 et N120, qui traversent les formations liasiques soumises à la déformation induite par l'orogénèse Atlasique.

Le troisième stade implique la précipitation de calcite d'origine hydrothermale météorique, entraînant le colmatage des fractures qui traversent les dépôts de fluorite (F11 et F12) (*Figure 7.2*). La quatrième étape (stade IV) se compose de micro-quartz et représente une phase de silicification qui a altéré les cristaux de fluorite (F11 et F12) et de calcite. Cette silicification pourrait résulter d'un refroidissement ultérieur du fluide minéralisant, d'autant plus qu'il n'y a aucune indication de circulation d'un fluide différent (*Figure 7.2*). Une phase ultérieure est identifiée sur le site de Meghsan, impliquant la formation des oxydes de fer qui comblent les fissures traversant la fluorite et la calcite post-fluorite (*cf. Chapitre 4- Figure 4.6D*).

Le modèle conceptuel proposé pour la formation du gisement de fluorite dans le district de Bou-Izourane offre des perspectives précieuses qui peuvent orienter les efforts d'exploration. Les fluorites encaissées dans les formations marneuses carbonatées du Lias représentent les réserves de minerai de fluorite les plus rentables et économiques de la région de Bou-Izourane, à la fois en termes de volume et de coût d'extraction et de traitement de la fluorite.

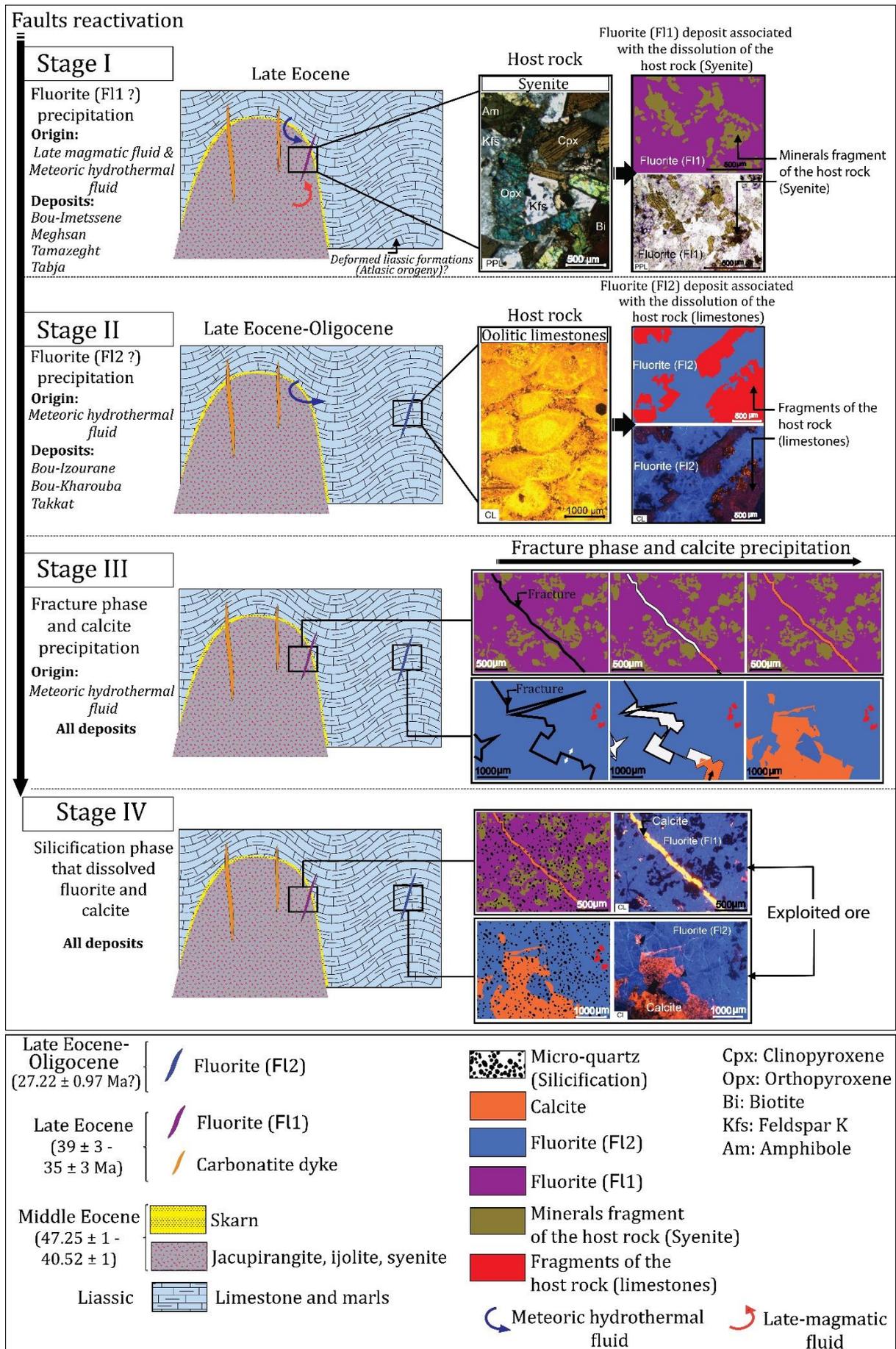


Figure 7.2: Etapes de formation des minéralisations de fluorite dans la région de Bou-Izourane.

### 3. Perspectives

Bien que la présente étude ait réussi à fournir des éclaircissements significatifs pour la compréhension des gisements de fluorite qui se trouvent à proximité des complexes magmatiques de type syénitique-carbonatitique, certaines questions restent non résolues, notamment en ce qui concerne les paléocontraintes et le contexte tectonique lié à la formation des minéralisations de fluorite, ainsi que la relation entre les minéralisations de fluorite étudiées et les découvertes récentes de minéralisations de plomb-zinc et d'autres fluorites dans cette région.

#### *3.1. Paleocontraintes et contexte tectonique de mise en place de la fluorite*

Le rôle joué par la tectonique dans le processus de formation des ressources minérales est à la fois complexe et diversifié. La tectonique influence les conditions géologiques qui favorisent la concentration, la migration et la précipitation des minéraux, ce qui a une incidence directe sur la localisation et la répartition des gisements minéraux dans une région donnée. Dans le cadre de cette étude, les analyses géologiques apportent des révélations importantes. Les failles orientées NE-SW, N20 et N120, ainsi que les cavités, sont identifiées comme des zones favorables à la formation de dépôts de fluorite, ce qui en fait des cibles extrêmement prometteuses pour les activités d'exploration minière.

Cependant, pour une compréhension plus approfondie, des opportunités de recherche passionnantes se présentent. Une cartographie géologique plus détaillée, des analyses structurales approfondies et la reconstruction des paléocontraintes au moment de la formation des minéralisations dans chacun de ces systèmes minéralisateurs représentent des voies de recherche prometteuses. Ces démarches permettraient de mettre en évidence les liens entre la fracturation tectonique et la formation des minéralisations de la fluorite, tout en contribuant à la détermination du contexte tectonique régional qui a présidé à la formation de ces dépôts de fluorite dans la région de Bou-Izourane.

#### *3.2. Découverte d'autres réserves exploitables (fluorite et Pb-Zn)*

Récemment, de nouvelles réserves minérales ont été découvertes, englobant non seulement de la fluorite, mais également des minéralisations à base de plomb-zinc (Pb-Zn). Parmi ces découvertes, on compte des minéralisations de fluorite à Ennd (800 kt), Amalou n'Tabja (400 kt), Ali ou Abbou (700 kt) et Bou-Oustour (600 kt). Dans ces nouveaux sites, la fluorite s'est déposée dans des filons orientés N20 et N60 recoupent les formations marneuses carbonatées de Lias ainsi

## Conclusion générale

---

que dans des cavités remplies de fluorite. Ces sites situés à une distance de 5 à 15 kilomètres au sud-ouest du complexe magmatique de Tamazeght, montrent des propriétés visibles à l'œil nu (caractéristiques macroscopiques) qui ressemblent à celles observées sur les sites de Bou-lzourane et Takkat, qui ont déjà fait l'objet de la présente étude (*Figure 7.3*). Toutefois, il est recommandé de procéder à des études microscopiques approfondies et à des analyses géochimiques pour la caractérisation métallogénique et de déterminer l'origine des minéralisations présentes dans l'ensemble de ces nouveaux sites. Il serait également important d'examiner les relations existantes entre ces nouveaux sites et les sites de fluorite déjà étudiés. En réalisant ces études, nous pourrions mieux comprendre la genèse de la fluorite dans la région de Bou-lzourane et identifier les éventuelles relations (similitudes ou différences) avec les minéralisations déjà étudiées dans le cadre de cette thèse.



*Figure 7.3: Photographies du minerai de fluorite découvert à Bou-Oustour.*

En outre, sur le site de Bou-lzourane, à une distance ne dépassant pas 600 mètres de gisement de fluorite, des structures filoniennes contenant de la galène, de la calamine "smithsonite" (oxyde de sphalérite) et de la calcite, développées le long de failles orientées N-S à NNW-SSE ont été découvertes (*Figure 7.4*). Ces minéralisations à plomb-zinc (Pb-Zn) renferment environ 40 200 tonnes de minerais et sont encaissées dans les formations marneuses carbonatées

## Conclusion générale

du Lias. Les failles qui abritent ces minéralisations présentent une orientation similaire à celles observées pour la fluorite ainsi qu'aux unités rocheuses du complexe magmatique de Tamazeght. Lors des observations sur le terrain, aucune corrélation apparente n'a été détectée entre les minéralisations à base de plomb et de zinc et la présence de fluorite à Bou-Izourane. Néanmoins, afin de déterminer s'il existe ou non une relation entre ces deux types de minéralisations dans la région de Bou-Izourane, des analyses pétrographiques ont été commencées et des analyses géochimiques ont été planifiées. Il est important de souligner que des analyses isotopiques de soufre (S) et de plomb (Pb) sont recommandées dans le but de déterminer l'origine de la minéralisation à Pb-Zn. En résumé, ces récentes découvertes ouvrent la porte à de nouvelles recherches qui contribueront à enrichir notre compréhension de la genèse des minéralisations de la région de Bou-Izourane et à éclairer les liens entre différents sites minéralisés dans cette région.

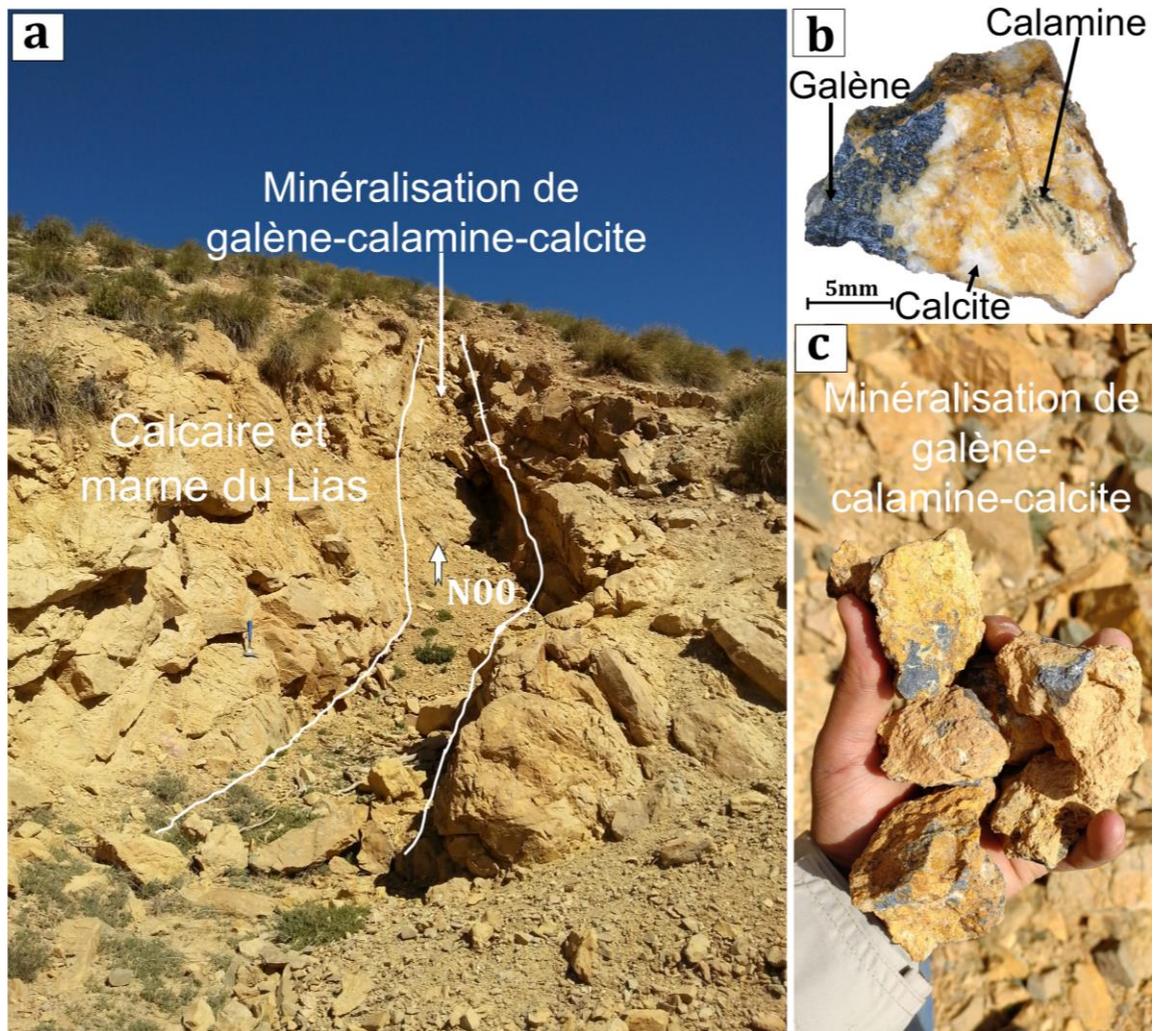


Figure 7.4: a) Filon de Pb-Zn-Ca recoupant les formations marno-calcaires liasiques à Bou-Izourane ; b, c) Spécimens de minéralisation en galène-calamine-calcite de Bou-Izourane.

### *3.3. Précision des sources de fluides et interactions fluide-roche*

En plus des études pétrographiques, des analyses microthermométriques des inclusions fluides et de la géochimie des terres rares dans la fluorite, la calcite et les roches encaissantes menées dans le cadre de cette thèse, il est recommandé d'explorer d'autres méthodes visant à préciser les sources des fluides et les interactions entre les fluides et les roches dans l'étude des minéralisations de fluorite. L'analyse de la composition géochimique des inclusions fluides ainsi que l'analyse des isotopes radiogéniques de strontium (Sr) peuvent contribuer de manière précise à identifier et à confirmer l'origine des fluides impliqués dans la formation de la fluorite et de la calcite dans la région de Bou-Izourane. Ces approches peuvent fournir des indications sur la provenance de ces fluides, qu'ils proviennent du magma, de l'eau météorique ou d'autres sources. De plus, ces analyses complémentaires peuvent également fournir des informations cruciales sur les interactions entre les fluides minéralisateurs et les roches encaissantes. Les variations isotopiques reflètent souvent les échanges chimiques ayant eu lieu entre les fluides et les roches, ce qui contribue à une compréhension approfondie des conditions chimiques et géologiques qui ont prévalu lors de la formation de la fluorite et de la calcite.

### *3.4. Contraintes géochronologique*

L'approche géochronologique U-Pb par ablation laser ICP-MS, employée dans cette étude pour dater les minéralisations du district de Bou-Izourane, a révélé qu'un unique échantillon de fluorite, prélevé sur le site de Bou-Izourane et constituant 9% du groupe total d'échantillons de la fluorite, pouvait être daté. Cette possibilité résulte principalement de la concentration très basse en uranium et/ou de la concentration élevée en plomb commun constatée dans les autres échantillons de fluorite, de même que dans la calcite post-fluorite et la calcite associée aux failles. De plus, le manque d'un matériau de référence spécifique à la fluorite complique davantage l'application de la méthode U-Pb. Face à ces diverses contraintes inhérentes à l'utilisation de la méthode U-Pb pour la fluorite, il est recommandé d'envisager l'exploration d'autres méthodes de datation, telles que la technique radiochronométrique du samarium-néodyme (Sm-Nd). De plus, une approche proactive consisterait à réitérer la datation U-Pb sur la fluorite après le développement d'un matériau de référence spécifiquement adapté à ce minéral. Ces démarches pourraient potentiellement surmonter les obstacles actuels et améliorer la précision et la fiabilité des datations pour les minéralisations de fluorite dans la région de Bou-Izourane et ailleurs.

De précises nouvelles datations radiométriques U-Pb sur les zircons, les titanites et les

apatites provenant des roches du complexe de Tamazeght ont été incluses dans cette étude. Cela nous a permis de proposer trois grands épisodes magmatiques dans la formation du complexe magmatique de Tamazeght. Cependant, il est fortement recommandé d'entreprendre d'autres datations sur l'ensemble des roches de Tamazeght, notamment sur les différents types de carbonatites (calcio-, magnésio- et silicocarbonatites) ainsi que sur les lamprophyres qui recoupent les syénites, les carbonatites, et ceux qui sont traversés par les carbonatites.

### *3.5. Considérations méthodologiques*

Afin de poursuivre les investigations géochimiques et d'envisager de nouvelles méthodes de datation pour les minéralisations de Bou-lzourane, il est vivement conseillé de tenir compte de la présence de fragments de roche encaissante emballés dans la fluorite. De plus, des précautions minutieuses doivent être prises lors de la préparation des échantillons afin de minimiser tout risque de contamination croisée. Cependant, il est crucial de prendre en considération la possibilité que des fragments de roche encaissante soient présents au sein de la fluorite. Ces fragments peuvent potentiellement altérer les signatures géochimiques et isotopiques des échantillons, ce qui pourrait avoir un impact significatif sur les résultats des analyses.

Dans l'ensemble, cette étude contribue à élargir notre connaissance actuelle des gisements de fluorite au sein des complexes magmatiques syénitiques-carbonatitiques. Cependant, elle dévoile également des questions intrigantes qui incitent les chercheurs à persévérer dans leurs explorations et à élucider les questions concernant la mise en place de ces minéralisations à fluorite dans la région de Bou-lzourane.



## **Références bibliographiques**

### A

- Achmani, J., 2017. Etude des minéralisations fluorées de la région de Bou-Izourane (Haut Atlas Oriental, Maroc). Master, Faculté des Sciences, Casablanca, pp. 61.
- Achmani, J., Blaise, T., Chraïbi, I., Barbarand, J., Brigaud, B., Bounajma, H., 2023. The origin of fluorite deposits in the Bou-Izourane district (Central High Atlas of Morocco) and its relationships with the Tamazeght magmatic complex. *Ore Geology Reviews*, 160, 105596. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2023.105596>
- Achmani, J., Cheraï, M., Chraïbi, I., Talbi, F., 2019. Caractérisation géologique de la minéralisation fluorée du gisement de Bou-Izourane (Haut-Atlas Central, Maroc): Relation tectonique-minéralisation. In *Proceedings of the 11th Annual Conference on the Magmatism, Metamorphism and Mineralization Associated*, El Jadida, Morocco, p 63.
- Achmani, J., Chraïbi, I., Blaise, T., Barbarand, J., Brigaud, B., Bounajma, H., 2020. Virtues of fluorite-case of Bou-Izourane fluorite. *Materials Today: Proceedings*, 31, S114- S121. <https://doi.org/10.1016/j.matpr.2020.06.396>.
- Achmani, J., Chraïbi, I., Zahour, G., Essalhi, A., Bounajma, H., 2018. Contribution à l'étude géologique du gisement de fluorine de Bou-Izourane. 4ème Édition du Colloque International des Utilisateurs des SIG (Meknes\_GIS\_Days2018). Morocco, p 39.
- Adardor, S., 2022. Les Couches rouges jurassico-crétacées du Front sud du Haut Atlas central marocain (région d'Aghbalou N'Kerdouss-Tadighoust) : Etudes sédimentologiques, lithostratigraphiques et paléogéographiques. PhD Thesis, Université Mohammed Premier, Faculté des Sciences d'Oujda, 232 p.
- Adardor, S., Haddoumi, H., Rachdi, A., Ettachfini, E. M., Baidder, L., Chennouf, R., and Charrière., A., 2021. Jurassic-Cretaceous Red beds of the southern Front of Moroccan Central High Atlas (Aghbalou N'Kerdouss-Tadighoust region): Sedimentological, lithostratigraphical and paleogeographical studies. *Journal of African Earth Sciences*, 178, 104185. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2021.104185>
- Agard, J., 1960. Les carbonatites et les roches à silicates et carbonates associés du massif de roches alcalines du Tamazeght (Haut Atlas de Midelt, Maroc) et les problèmes de leur genèse. 21st International Geological Congress, Norden. Copenhagen, 13: 293-309.
- Agard, J., 1966. Données nouvelles sur le district de fluorine d'El Hammam-Berkamène (Maroc Central). Rapport service d'étude des gîtes minéraux, 843, Rabat.
- Agard, J., 1973. Carte géologique du complexe de roches alcalines des carbonatites de Tamazeght (Haut Atlas de Midelt, Maroc). Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc 248.
- Agard, J., 1977. Notice explicative de la carte géologique du complexe de roches alcalines à carbonatites du Tamazeght (Haut Atlas de Midelt, Maroc). *Compte Rendu d'Activité Annuelle Rabat: Direction de Géologie Rabat*.
- Agard, J., Morin, P., 1951. Les gisements de fluorine du Maroc. *Notes Serv. géol. Maroc*, 4(83), 189.
- Agard, J; Elmaleh, M., 1978. Fluorine d'Afra Béni-Bou Ifrouf, Rif Nador Oriental. Description provisoire ou sommaire des espèces minérales du Maroc. 22. Notes de Service de Géologie du Maroc, t. 40, 275, 255-258.
- Aghchmi, E. M., 1984. Les carbonatites filoniennes de l'oued Tamazeght et leurs relations avec les metasyenites (Haut Atlas de Midelt, Maroc). PhD thesis, Université Paul Sabatier, Toulouse, 106 p.
- Ait Addi, A et Chafiki, D., 2013. Sedimentary evolution and palaeogeography of mid-Jurassic deposits of the Central High Atlas. *Morocco Journal of African Earth Sciences* 84, 54-69. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2013.04.002>.
- Ait Addi, A., 1994. Sédimentologie, biostratigraphie et diagenèse carbonatée des faciès du Lias supérieur-Dogger du Haut Atlas d'Errachidia (Maroc). PhD Thesis, Univ. Tunis H, Fac. Sc., 211 p.
- Ait Addi, A., 1998. Nouvelles données sédimentologiques et géodynamiques sur les faciès de l'Aalénien-Bajocien inférieur du Haut Atlas marocain (Nord d'Errachidia). *C. R. Acad. Se. Paris*, vol. 326, pp. 193-200.
- Ait Addi, A., 2000. Les séries du Dogger du Haut Atlas au nord d'Errachidia: sédimentologie et lithostratigraphie d'une nouvelle formation la formation Tazigzaout. *Revue Géologie Méditerranéenne*, Tome XXVII, 1-2.
- Ait Addi, A., El Hanbali, M., Bobier, C., 1998. Les bioconstructions du Bajocien-Bathonien pp. du Haut-Atlas marocain (Nord d'Errachidia-Boudenib) : sédimentogenèse et contexte paléogéographique. In: *Géologie Méditerranéenne*, Tome 25, numéro 1, pp. 43-54. doi : <https://doi.org/10.3406/geolm.1998.161>.
- Ait Brahim, L., Chotin, P., Hinaje, S., Abdelouafi, A., El Adraoui, A., Nakcha, C., Dhont, D., Charroud, M., Sossey Alaoui, F.,

## Références bibliographiques

---

- Amrhar, M., Bouaza, A., Tabyaoui, H., Chaouni, A., 2002. Paleostress evolution in the Moroccan African margin from Triassic to Present. *Tectonophysics*, 357, 187-205. [https://doi:10.1016/s0040-1951\(02\)00368-2](https://doi:10.1016/s0040-1951(02)00368-2).
- AL-Droubi, A., Grondin, J. L., Fritz, B., and Tardy, Y., 1978. Calcul des équilibres dans le système CaCO<sub>3</sub>-H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>. Rappel des conditions de dissolution et de précipitation de la calcite. *Sciences Géologiques, bulletins et mémoires*, 31(4), 195-202.
- Al-Haderi, M., Tayebi, M., Bouabdli, A., & El-Hanbali, M., 1998. Chronologie et conditions de mise en place des différents facies pétrographiques du complexe alcalin de Tamazert (Haut-Atlas de Midelt, Maroc). *Africa Geoscience Review*, 5, 159-172.
- Allègre, C. J., Michard, G., 1973. *Introduction à la géochimie*. Presses universitaires de France, 220p.
- Allen, R. D., 1952. Variations in chemical and physical properties of fluorite. *American Mineralogist*; 37 (11-12): 910-930.
- Alvaro, J. J., Ezzouhairi, H., Ayad, N. A., Charif, A., Popov, L., Ribeiro, M. L., 2008. Short-term episodes of carbonate productivity in a Cambrian uplifted rift shoulder of the Coastal Meseta, Morocco. *Gondwana Research*, 14(3), 410-428. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2008.04.003>.
- Anders, E., Grevesse, N., 1989. Abundances of the elements: meteoritic and solar. *Geochim. Cosmochim. Acta* 53, 197-214.
- Andrade, F. R. D., Möller, P., Lüders, V., Dulski, P., Gilg, H. A., 1999. Hydrothermal rare earth elements mineralization in the Barra do Itapirapuã carbonatite, southern Brazil: Behaviour of selected trace elements and stable isotopes (C, O). *Chemical Geology*, 155(1), 91-113. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(98\)00143-0](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(98)00143-0).
- Andreu, B., Colin, J.-P., Haddoumi, H., Charrière, A., 2003. Les ostracodes des « Couches Rouges » du synclinal d'Aït Attab, Haut Atlas Central, Maroc: Systématique, biostratigraphie, paléoécologie, paléobiogéographie. *Revue de Micropaléontologie*, 46(4), 193-216. <https://doi.org/10.1016/j.revmic.2003.09.001>
- Anguita, F., Hernán, F., 2000. The Canary Islands origin: A unifying model. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 103(1-4), 1-26. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(00\)00195-5](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(00)00195-5)
- Aoki, T., Garvie, L. A. J., Rez, P., 2015. Observation of color center peaks in calcium fluoride. *Ultramicroscopy*, 153, 40-44. <https://doi.org/10.1016/j.ultramic.2015.02.007>.
- Arboleya, M. L., Teixell, A., Charroud, M., & Julivert, M., 2004. A structural transect through the High and Middle Atlas of Morocco. *Journal of African Earth Sciences*, 39(3-5), 319-327. <https://doi.org/10.1016/j.jafears.2004.07.036>
- Armando, G., 1999. Intracontinental alkaline magmatism: Geology, petrography, mineralogy and geochemistry of the Jebel Hayim Massif (Central High Atlas-Morocco). *Mémoires De Géologie De L'université De Lausanne*, 31, 106.
- Arthaud, F., Matte, P., 1977. Late Paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and northern Africa: Result of a right-lateral shear zone between the Appalachians and the Urals. *Geological Society of America Bulletin*, 88(9), 1305-1320.
- Azaroual, M., Fouillac, C., 1999. Thermodynamic modelling of modern basinal brines from the Paris Basin: implication for MVT ore genesis. Stanley, CJ, et al. *Mineral Deposits, Process to Processing*, 2, 809-812.
- Azurite Compagnie © 2022 URL : <https://azuritecompagnie.wordpress.com/la-fluorite-au-maroc/>.

## B

---

- Baamar, B., 2018. Contribution à l'étude structurale et gîtologique des minéralisations fluorifères du district polymétallique d'El Hammam (Maroc Central). PhD thesis. Université Moulay Ismail, 174 p.
- Baamar, B., Badra, L., Gaouzi, A., Benyounes, M., Souiah, M., 2017. Contrôle structural des minéralisations filoniennes à fluorine du district d'El Hammam (Maroc central) et implication pour l'exploration régionale. *Bull. L'institut Sci. Rabat*, 39, 1-24.
- Bailey, D. K., 1992. Episodic alkaline igneous activity across Africa: Implications for the causes of continental break-up. *Geological Society, London, Special Publications*, 68(1), 91-98. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1992.068.01.06>
- Bakelli, A., Sami, L., Boutaleb, A., Kolli, O., Haddouche, O., Demir, Y., Zedef, V., 2022. Evolution and genesis of fluorite mineralization in the Ouenza region (North-east of Algeria): Evidence from fluid inclusions and stable isotopes (C, O, and S). *Arabian Journal of Geosciences*, 15(6), 514. <https://doi.org/10.1007/s12517-022-09726-8>.

## Références bibliographiques

---

- Barbero, L., A. Teixell, M.-L. Arboleya, P. del Rio, P. W. Reiners., Bougadir, B., 2007. Jurassic-to-present thermal history of the central High Atlas (Morocco) assessed by low-temperature thermochronology, *Terra Nova*, 19(1), 58–64, <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2006.00715.x>.
- Barbier, M., Leprêtre, R., Callot, J.-P., Gasparrini, M., Daniel, J.-M., Hamon, Y., Lacombe, O., Floquet, M., 2012. Impact of Fracture Stratigraphy on the PaleoHydrogeology of the Madison Limestone in Two Basement-Involved Folds in the Bighorn Basin, (Wyoming, USA). *Tectonophysics*, 576, 116–132. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.06.048>.
- Bau, M., 1991. Rare-earth element mobility during hydrothermal and metamorphic fluid-rock interaction and the significance of the oxidation state of europium. *Chemical Geology*, 93(3-4), 219–230. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(91\)90115-8](https://doi.org/10.1016/0009-2541(91)90115-8)
- Bau, M., 1996. Controls on the fractionation of isovalent trace elements in magmatic and aqueous systems: evidence from Y/Ho, Zr/Hf, and lanthanide tetrad effect. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 123(3), 323–333. Doi: 10.1007/s004100050159.
- Bau, M., Dulski, P., 1995. Comparative study of yttrium and rare-earth element behaviours in fluorine-rich hydrothermal fluids. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 119(2-3), 213–223. <https://doi.org/10.1007/BF00307282>
- Bau, M., Dulski, P., 1996. Distribution of yttrium and rare-earth elements in the Penge and Kuruman iron-formations, Transvaal Supergroup, South Africa. *Precambrian Research*, 79(1-2), 37–55. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(95\)00087-9](https://doi.org/10.1016/0301-9268(95)00087-9)
- Bau, M., Möller, P., 1992. Rare earth element fractionation in metamorphogenic hydrothermal calcite, magnesite and siderite. *Mineralogy and Petrology*, 45(3-4), 231–246. <https://doi.org/10.1007/BF01163114>
- Baudon, C., Fabuel-Perez, I., Redfern, J., 2009. Structural style and evolution of a Late Triassic rift basin in the Central High Atlas, Morocco: Controls on sediment deposition. *Geological Journal*, 44, 677–691.
- Beauchamp, J., 1988. Triassic sedimentation and rifting in the High Atlas (Morocco). In: Manspeizer, W. (Ed.), *Triassic–Jurassic Rifting*. In: *Developments in Geotectonics*, 22, 477–497. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-42903-2.50025-7>.
- Beauchamp, W., Allmendinger, R. W., Barazangi, M., Demnati, A., El Alji, M., Dahmani, M., 1999. Inversion tectonics and the evolution of the High Atlas Mountains, Morocco, based on a geological-geophysical transect. *Tectonics*, 18, 163–184.
- Beauchamp, W., Barazangi, M., Demnati, A., ElAlji, M., 1996. Intracontinental rifting and inversion: Missouri basin and Atlas Mountains, Morocco. *AAPG Bulletin-American Association of Petroleum Geologists*, 80(9), 1459–1482.
- Benammi, M., 2002. La chaîne Atlasique Marocaine. Évolution géodynamique méso-cénozoïque du haut Atlas central et de sa zone de jonction avec le Moyen Atlas Meridional (Maroc). PhD Thesis, Univ. Ibn Tofail.
- Benammi, M., Arbi Toto, E., Chakiri, S., 2001. Les chevauchements frontaux du Haut Atlas central marocain: Styles structuraux et taux de raccourcissement différentiel entre les versants nord et sud. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science*, 333(4), 241–247. [https://doi.org/10.1016/S1251-8050\(01\)01628-7](https://doi.org/10.1016/S1251-8050(01)01628-7)
- Berger, J., Liégeois, J.-P., Ennih, N., Bonin, B., 2009. Flow of Canary mantle plume material through a subcontinental lithospheric corridor beneath Africa to the Mediterranean: COMMENT. *Geology*, 38(1), e202–e202. <https://doi.org/10.1130/G30516C.1>
- Bernard-Griffiths, J., Fourcade, S., Dupuy, C., 1991. Isotopic study (Sr, Nd, O and C) of lamprophyres and associated dykes from Tamazert (Morocco): Crustal contamination processes and source characteristics. *Earth and Planetary Science Letters*, 103(1-4), 190–199. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(91\)90160-J](https://doi.org/10.1016/0012-821X(91)90160-J)
- Bernasconi R., 1983. Géologie du Haut Atlas de Rich (Maroc). – Thèse Doctorat, Université Neuchâtel, pp. 107.
- Bertotti, G., Gouiza, M., 2012. Post-rift vertical movements and horizontal deformations in the eastern margin of the Central Atlantic: Middle Jurassic to Early Cretaceous evolution of Morocco. *International Journal of Earth Sciences*, 101(8), 2151–2165. <https://doi.org/10.1007/s00531-012-0773-4>
- Bill, H., 1982. Origin of the coloration of yellow fluorites: The O3– center structure and dynamical aspects. *The Journal of Chemical Physics*, 76(1), 219–224. <https://doi.org/10.1063/1.442761>.
- Bill, H., Calas, G., 1978. Color centers, associated rare-earth ions and the origin of coloration in natural fluorites. *Physics and Chemistry of Minerals*, 3(2), 117–131. <https://doi.org/10.1007/BF00308116>.

## Références bibliographiques

---

- Bjørlykke, K., 1993. Fluid flow in sedimentary basins. *Sedimentary Geology*, 86(1-2), 137-158. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(93\)90137-T](https://doi.org/10.1016/0037-0738(93)90137-T).
- Bjørlykke, K., Jahren, J., Aagaard, P., Fisher, Q., 2010. Role of effective permeability distribution in estimating overpressure using basin modelling. *Marine and Petroleum Geology*, 27(8), 1684-1691. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2010.05.003>.
- Blaise, T., Ali Khoudja, S. A., Carpentier, C., Brigaud, B., Missenard, Y., Mangenot, X., Boulvais, P., Landrein, P., Cochard, J., 2022. Far-field brittle deformation record in the eastern Paris Basin (France). *Geological Magazine*, 159(11-12), 2095-2109. <https://doi.org/10.1017/S0016756822000772>.
- Blomeier, D. P., & Reijmer, J. J., 1999. Drowning of a Lower Jurassic carbonate platform: Jbel Bou Dahar, High Atlas, Morocco. *Facies*, 41(1), 81.
- Bodnar, R. J., 1993. Revised equation and table for determining the freezing point depression of H<sub>2</sub>O-NaCl solutions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57(3), 683-684. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(93\)90378-A](https://doi.org/10.1016/0016-7037(93)90378-A)
- Boiron, M. C., Cathelineau, M., Banks, D. A., Buschaert, S., Fourcade, S., Coulibaly, Y., Michelot, J. L., Boyce, A., 2002. Fluid transfers at a basement/cover interface: Part II. Large-scale introduction of chlorine into the basement by Mesozoic basinal brines. *Chemical Geology*, 192(1), 121-140. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(02\)00191-2](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(02)00191-2).
- Boiron, M.-C., Cathelineau, M., Richard, A., 2010. Fluid flows and metal deposition near basement /cover unconformity: Lessons and analogies from Pb-Zn-F-Ba systems for the understanding of Proterozoic U deposits. *Geofluids*, 10(1-2), 270-292. <https://doi.org/10.1111/j.1468-8123.2010.00289.x>.
- Bouabdellah M., Zemri O., Jébrak M., Klügel A., Levresse G., Maacha L., Gaouzi A., Souiah M., 2016. Geology and Mineralogy of the El Hammam REE-Rich Fluorite Deposit (Central Morocco): A Product of Transensional Pangean Rifting and Central Atlantic Opening. Chapter, *Mineral Deposits of North Africa*, Part of the series *Mineral Resource Reviews*, 307-324.
- Bouabdellah, M., Banks, D., Klügel, A., 2010a. Comments on "A late Triassic <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar age for the El Hammam high-REE fluorite deposit (Morocco): Mineralization related to the Central Atlantic Magmatic Province?" by Cheilletz et al. (*Mineralium Deposita* 45:323-329, 2010). *Mineralium Deposita*, 45(7), 729-731. <https://doi.org/10.1007/s00126-010-0288-5>.
- Bouabdellah, M., Castorina, F., Bodnar, R. J., Banks, D., Jebrak, M., Prochaska, W., Lowry, D., Klugel, A., Hoernle, K., 2014. Petroleum Migration, Fluid Mixing, and Halokinesis as the Main Ore-Forming Processes at the Peridiapiric Jbel Tirremi Fluorite-Barite Hydrothermal Deposit, Northeastern Morocco. *Economic Geology*, 109(5), 1223-1256. <https://doi.org/10.2113/econgeo.109.5.1223>.
- Bouabdellah, M., Hoernle, K., Kchit, A., Duggen, S., Hauff, F., Klugel, A., Lowry, D., Beaudoin, G., 2010b. Petrogenesis of the Eocene Tamazert Continental Carbonatites (Central High Atlas, Morocco): Implications for a Common Source for the Tamazert and Canary and Cape Verde Island Carbonatites. *Journal of Petrology*, 51(8), 1655-1686. <https://doi.org/10.1093/petrology/egq033>.
- Bouabdli, A., Dupuy, C., & Dostal, J., 1988. Geochemistry of Mesozoic alkaline lamprophyres and related rocks from the Tamazert massif, High Atlas (Morocco). *Lithos*, 22(1), 43-58. [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(88\)90028-X](https://doi.org/10.1016/0024-4937(88)90028-X)
- Bouabdli, A., 1987. Étude pétrologique et géochimique des lamprophyres et roches associées de la région de Tamazert (Haut Atlas de Midelt, Maroc). Thèse, université de Montpellier.
- Bouch, J.E., Naden, Jonathan, Shepherd, T.J., McKervey, J.A., Young, Brian, Benham, A.J., and Sloane, H.J., 2006. Direct evidence of fluid mixing in the formation of stratabound Pb-Zn-Ba-F mineralization in the Alston Block, north Pennine orefield (England): *Mineralium Deposita*, v. 41, no. 8, p. 821-835. <http://dx.doi.org/10.1007/s00126-006-0093-3>.
- Bouchta R., El Maghraoui L., 1975. Etude géologique de la minéralisation fluorifère de fracture et karstique dans les calcaires du Domérien du Jbel Tirremi. Rapport inédit, Bureau de Recherche et Participation Minière (BRPM).
- Bouiflane, M., Manar, A., Medina, F., Youbi, N., Rimi, A., 2017. Mapping and characterization from aeromagnetic data of the Foum Zguid dolerite Dyke (Anti-Atlas, Morocco) a member of the Central Atlantic Magmatic Province (CAMP). *Tectonophysics*, 708, 15-27. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2017.04.023>
- Bouillin, J. P., Durand-Delga, M., Olivier, P., 1986. Betic-Rifian and Tyrrhenian arcs: distinctive features, genesis and development stages. *The origin of arcs*, 21, 281-304.

## Références bibliographiques

---

- Boulin, J., Bouabdelli, M., Et El Lloulcha, M., 1988. Evolution paléogéographique et géodynamique de la chaîne paléozoïque du Maroc moyen: un essai de modélisation. *Comptes Rendus de l'Académie des sciences, Paris* 306, 1501-1506.
- Bour, I., 2010. Histoire thermique des massifs ardennais et bohémien: Conséquences sur la dynamique de l'Europe de l'Ouest au méso-cénozoïque. Thèse de Doctorat, Université Paris-Sud, Orsay, 398p.
- Braithwaite, R. S. W., Flowers, W. T., Haszeldine, R. N., Russell, M., 1973. The cause of the colour of Blue John and other purple fluorites. *Mineralogical Magazine*, 39(304), 401-411. <https://doi.org/10.1180/minmag.1973.039.304.03>.
- Brigaud, B., Andrieu, S., Blaise, T., Haurine, F., Barbarand, J., 2021. Calcite uranium–lead geochronology applied to hardground lithification and sequence boundary dating. *Sedimentology*, 68(1), 168-195. <https://doi.org/10.1111/sed.12795>
- Brigaud, B., Bonifacie, M., Pagel, M., Blaise, T., Calmels, D., Haurine, F., Landrein, P., 2020. Past hot fluid flows in limestones detected by  $\Delta 47$ –(U–Pb) and not recorded by other geothermometers. *Geology*, 48(9), 851-856. <https://doi.org/10.1130/G47358.1>
- Brockie, D.C., Hare, E.H., Jr., Dingess, P.R., 1968. The geology and ore deposits of the Tri-State district of Missouri, Kansas, and Oklahoma, in Ridge, J.D., ed., *Ore deposits of the United States, 1933–1967; the Graton-Sales Volume*: New York, N.Y., American Institute of Mining, Metallurgical and Petroleum Engineers, v. 1, p. 400–430.
- Bühn, B., Rankin, A. H., Schneider, J., Dulski, P., 2002. The nature of orthomagmatic, carbonatitic fluids precipitating REE, Sr-rich fluorite: Fluid-inclusion evidence from the Okorusu fluorite deposit, Namibia. *Chemical Geology*, 186(1), 75-98. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(01\)00421-1](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(01)00421-1).
- Burisch, M., Walter, B. F., Markl, G., 2017. Silicification of hydrothermal gangue minerals in Pb–Zn–Cu–fluoritequartz–baryte veins. *Canadian Mineralogist*, 55(3), 501–514. <https://doi.org/10.3749/canmin.1700005>.
- Burkhard, M., Caritg, S., Helg, U., Robert-Charrue, C., Soulimani, A., 2006. Tectonics of the anti-atlas of Morocco. *Comptes Rendus Geoscience*, 338(1–2), 11–24. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2005.11.012>.

## C

---

- Calvín, P., Casas-Sainz, A. M., Villalaín, J. J., Moussaid, B., 2018. Extensional vs. compressional deformation in the Central High Atlas salt province: A paleomagnetic approach. *Tectonophysics*, 734, 130–147.
- Camprubí, A., González-Partida, E., Richard, A., Boiron, M.-C., González-Ruiz, L., Aguilar-Ramírez, C., Fuentes-Guzmán, E., González-Ruiz, D., Legouix, C., 2019. MVT-Like Fluorite Deposits and Oligocene Magmatic-Hydrothermal Fluorite–Be–U–Mo–P–V Overprints in Northern Coahuila, Mexico. *Minerals*, 9(1), 58. <https://doi.org/10.3390/min9010058>.
- Casas-Sainz, A. M., Santolaria, P., Mochales, T., Pocoví, A., Izquierdo, E., El-Ouardi, H., Moussaid, B., Manar, A., Ruiz-Martínez, V. C., Marcén, M., Torres-López, S., Gil-Imaz, A., Román-Berdiel, T., Oliva-Urcia, B., Calvín, P., (2023). Structure of the Central High Atlas (Morocco). Constraints from Potential Field Data and 3D Models. In P. Calvín, A. M. Casas-Sainz, T. Román-Berdiel, & J. J. Villalaín (Éds.), *Tectonic Evolution of the Moroccan High Atlas: A Paleomagnetic Perspective* (p. 75-247). Springer International Publishing. [https://doi.org/10.1007/978-3-031-16693-8\\_2](https://doi.org/10.1007/978-3-031-16693-8_2)
- Cathelineau, M., Boiron, M.-C., Tuduri, J., 2011. Fluides et genèse des concentrations minérales : *Géosciences*, 13, p. 56–63.
- Chabou, M.C., Sebai, A., Feraud, G., Bertrand, H., 2007. Datation  $40\text{Ar}/39\text{Ar}$  de la province magmatique de l'Atlantique central dans le Sud-Ouest algérien. *C. R. Geoscience* 339, 970–978.
- Chalouan, A., Gil, A. J., Chabli, A., Bargach, K., Liemlahi, H., El Kadiri, K., Tintero-Salmerón, V., Galindo-Zaldívar, J., 2023. CGPS Record of Active Extension in Moroccan Meseta and Shortening in Atlasic Chains under the Eurasia–Nubia Convergence. *Sensors*, 23(10), 4846. <https://doi.org/10.3390/s23104846>
- Charlot, R., Coubert, G., Faure-Muret, A., Hamel, C., 1964. Age des aïounites du Maroc nord oriental. *Comptes Rendus sommaires de la Société Géologique de France* 9, 401–402.
- Charrière, A., Dépêche, F., Feist, M., Grambast-Fessard, N., Jaffrezo, M., Peybernès, B., Ramalho, M., 1994. Microfaunes, microflores et paléoenvironnements successifs dans la formation d'El Mers (Bathonien–? Callovien) du synclinal de Skoura (Moyen-Atlas, Maroc). *Geobios*, 27(2), 157-174. [https://doi.org/10.1016/S0016-6995\(94\)80002-2](https://doi.org/10.1016/S0016-6995(94)80002-2)

## Références bibliographiques

---

- Charrière, A., Haddoumi, H., Mojon, P.-O., 2005. Découverte de Jurassique supérieur et d'un niveau marin du Barrémien dans les «couches rouges» continentales du Haut Atlas central marocain: Implications paléogéographiques et structurales. *Comptes Rendus Palevol*, 4, 385–394.
- Cheilletz, A., Gasquet, D., Filali, F., Archibald, D. A., Nespolo, M., 2010. A late Triassic  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  age for the El Hammam high-REE fluorite deposit (Morocco): mineralization related to the Central Atlantic Magmatic Province? *Mineralium Deposita*, 45(4), 323–329. <https://doi.org/10.1007/s00126-010-0282-y>.
- Cherai, M., Rddad, L., Talbi, F., Walter, B. F., 2023. Trace-element geochemistry and S–O isotopes in the fluorite-barite mineralization of Merguechoum, Moroccan eastern Meseta: Insights into ore genesis to the Pangea rifting. *Acta Geochimica*, 42(3), 435–452. <https://doi.org/10.1007/s11631-022-00592-5>.
- Chermette, A., 1969. La fluorine. *Minéralogie. Gisements. Applications industrielles. Aspect économique. Bulletins mensuels - Société linnéenne de Lyon*, 38e année, n°5, p. 147-159.
- Chopin, F., Leprêtre, R., El Houicha, M., Tabaud, A.-S., Schulmann, K., Míková, J., Barbarand, J., Chebli, R., 2023. U–Pb geochronology of Variscan granitoids from the Moroccan Meseta (Northwest Africa): Tectonic implications. *Gondwana Research*, 117, 274–294. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2023.02.004>
- Choubert, G. Marçais, J., 1956. Les grands traits de la géologie du Maroc, introduction géologique au Lexique stratigraphique du Maroc. *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc*, 134, et *Lexique stratigraphique international*, publ. Centre nat. Rech. sei. Paris, 4, Afrique, la, Maroc, pp: 5-38.
- Choubert, G., 1947. L'accident majeur de l'Anti-Atlas. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 22Y, pp. 1172-1173.
- Choubert, G., 1963. Essai de mise au point du problème des "ignimbrites." *Bulletin of Volcanology*, 25, 123–140.
- Choubert, G., et Marçais, J., 1952. Aperçu structural In: *Géologie du Maroc. Notes et Mém, Serv Géol. Maroc*, 100, 196 p.
- Choubert, G., Faure-Muret, A., 1962. Evolution du domaine atlasique marocain depuis les temps paléozoïques, livre à la mémoire du Prof. P. Falot. *Mémoire hors-série service de la Société géologique de France* 1: 447 – 514.
- Chraïbi I., Talbi F., Bouya N., El Ouardi H., 2013. REE geochemistry applied to the genetic study of fluorite in the mining district of El Hammam (Central Morocco). *Sociedad Geologica España, GEOGACETA*, 54, 59–62. <http://hdl.handle.net/10272/7822>.
- Clementucci, R., Ballato, P., Siame, L., Fox, M., Lanari, R., Sembroni, A., Faccenna, C., Yaaqoub, A., Essaifi, A., 2023. Surface Uplift and Topographic Rejuvenation of a Tectonically Inactive Range: Insights From the Anti-Atlas and the Siroua Massif (Morocco). *Tectonics*, 42(2), e2022TC007383. <https://doi.org/10.1029/2022TC007383>
- Condon, D. J., McLean, N., Noble, S. R., Bowring, S. A., 2010. Isotopic composition ( $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$ ) of some commonly used uranium reference materials. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 74(24), 7127–7143. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2010.09.019>
- Coplen, T. B., Kendall, C., Hopple, J., 1983. Comparison of stable isotope reference samples. *Nature*, 302(5905), 236-238. <https://doi.org/10.1038/302236a0>
- Coşanay, P., Kirat, E., Çevik, N., Kizilkanat, C., Mutlu, H., Koç, Ş., 2017. Geochemical, microthermometric, and isotopic constraints on the origin of fluorite deposits in central Anatolia, Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 26, 206–226. <https://doi.org/10.3906/yer-1701-13>.
- Costanzo, A., Feely, M., Moore, K., 2005. The application of laser raman spectroscopy to fluid inclusion studies: A case study from Pocos de Caldas Alkaline Massif, Sao Paulo State, Brazil (H. J. Byrne, E. Lewis, B. D. MacCraith, E. McGlynn, J. A. McLaughlin, G. D. O'Sullivan, A. G. Ryder, & J. E. Walsh, Éd.s.; p. 110). <https://doi.org/10.1117/12.605152>
- Courel, L., Salem, H. A., Benaouiss, N., Et-Touhami, M., Fekirine, B., Oujidi, M., Soussi, M., Tourani, A., 2003. Mid-Triassic to Early Liassic clastic/evaporitic deposits over the Maghreb Platform. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 196(1–2), 157–176.
- Craig, H., 1957. Isotopic standards for carbon and oxygen and correction factors for mass-spectrometric analysis of carbon dioxide. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 12(1-2), 133-149. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(57\)90024-8](https://doi.org/10.1016/0016-7037(57)90024-8)
- Craig, H., 1961. Standard for Reporting Concentrations of Deuterium and Oxygen-18 in Natural Waters. *Science*, 133(3467), 1833-1834. <https://doi.org/10.1126/science.133.3467.1833>.

### D

---

- Darimont, A., Coipel, J., 1982. Dispersion des températures d'homogénéisation des inclusions aqueuses — Ébullition ou division par étranglement. *Chemical Geology*, 37, 151–163. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(82\)90074-2](https://doi.org/10.1016/0009-2541(82)90074-2).
- Darolles, C., 2010. Discrimination des effets chimiotoxiques et radiotoxiques de l'Uranium: définition de marqueurs biologiques pour l'évaluation des risques professionnels dans l'industrie du nucléaire, Ph.D. Thesis University of the Mediterranean Aix-Marseille II, Faculties of Medicine and Pharmacy, 459p.
- De Lis Mancilla, F., Stich, D., Morales, J., Julià, J., Diaz, J., Pazos, A., Córdoba, D., Pulgar, J. A., Ibarra, P., Harnafi, M., Gonzalez-Lodeiro, F., 2012. Crustal thickness variations in northern Morocco: CRUSTAL THICKNESS IN NORTHERN MOROCCO. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117(B2), n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2011JB008608>
- Deans, T., Sukhwala, R.N., Sethna, S.F., and Viladkar, S.G., 1972. Metasomatic feldspar rocks (potash fenites) associated with the fluorite deposits and carbonatites of Amba Dongar, Gujarat, India: *Institution of Mining and Metallurgy Transactions*, v. 81, no. 783, p. B1–B9.
- DeKun, N., 1965. *The mineral resources of Africa*: Amsterdam, Netherlands, Elsevier Publishing Co., 740 p.
- Delchini, S., Lahfid, A., Lacroix, B., Baudin, T., Hoepffner, C., Guerrot, C., Lach, P., Saddiqi, O., Ramboz, C., 2018. The Geological Evolution of the Variscan Jebilet Massif, Morocco, Inferred From New Structural and Geochronological Analyses. *Tectonics*, 37(12), 4470-4493. <https://doi.org/10.1029/2018TC005002>
- Deng, X.-H., Chen, Y.-J., Yao, J.-M., Bagas, L., Tang, H.-S., 2014. Fluorite REE-Y (REY) geochemistry of the ca. 850Ma Tumen molybdenite–fluorite deposit, eastern Qinling, China: Constraints on ore genesis. *Ore Geology Reviews*, 63, 532-543. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2014.02.009>
- Denny, F. B., Goldstein, A., Devera, J. A., Williams, D. A., Lasemi, Z., Nelson, W. J., 2008. The Illinois-Kentucky Fluorite District, Hicks Dome, and Garden of the Gods in southeastern Illinois and northwestern Kentucky. [https://doi.org/10.1130/2008.fld012\(02\)](https://doi.org/10.1130/2008.fld012(02)).
- Denny, F. B., Nelson, W. J., Breeden, J. R., Lillie, R. C., 2020. Mines in the Illinois portion of the Illinois-Kentucky Fluorspar District. (ISGS Circular; No. 604). Illinois State Geological Survey.
- Dill, H. G., Weber, B., 2010. Accessory minerals of fluorite and their implication regarding the environment of formation (Nabburg–Wölsendorf fluorite district, SE Germany), with special reference to fetid fluorite (“Stinkspat”). *Ore Geology Reviews*, 37(2), 65-86. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2010.01.004>.
- Dobson, D. C., 1982. Geology and alteration of the Lost River tin-tungsten-fluorite deposit, Alaska. *Economic Geology*, 77(4), 1033-1052. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.77.4.1033>.
- Doroshkevich, A.G., Viladkar, S.G., Ripp, G.S., Burtseva, M.V., 2009, Hydrothermal REE mineralization in the Amba Dongar carbonatite complex, Gujarat, India: *The Canadian Mineralogist*, v. 47, no. 5, p. 1105–1116. <http://dx.doi.org/10.3749/canmin.47.5.1105>.
- Du Dresnay, R., 1971. Extension et développement des phénomènes récifaux Jurassiques dans le domaine atlasique marocain, particulièrement au Lias moyen. *Bull. Soc. Géol. France*, 13 (7), p. 46-56.
- Du Dresnay, R., 1972. Sédiments carbonatés intercotidaux et supracotidaux du Lias inférieur dans le domaine atlasique marocain. *C. R. Acad. Sci.*, 275: 341-343.
- Du Dresnay, R., 1975. Influence de l'héritage structural tardi-hercynien et de la tectonique contemporaine de la sédimentation jurassique dans le sillon marin du Haut-Atlas, Maroc. *Actes IXème Congrès International de Sédimentologie, Nice, thème 4: tectonique et sédimentation*, 1, 103-108.
- Du Dresnay, R., 1979. Sédiments jurassiques du domaine des chaînes atlasiques du Maroc. *Symposium “Sédimentation jurassique W Européen”*. Association Des Sédimentologues Français, Publication Spéciale, 1, 345–365.
- Duan, Z.-P., Jiang, S.-Y., Su, H.-M., Zhu, X.-Y., Zou, T., Cheng, X.-Y., 2020. Trace and Rare Earth Elements, and Sr Isotopic Compositions of Fluorite from the Shihuiyao Rare Metal Deposit, Inner Mongolia: Implication for Its Origin. *Minerals*, 10(10), 882. <https://doi.org/10.3390/min10100882>.
- Dubar, G., 1939. Carte géologique provisoire du Haut-Atlas de Midelt: échelle au 1/200.000 e. *Notes et mémoires du Service géologique du Maroc*, 59.
- Dubar, G., 1960-1962. Notes sur la paléogéographie du Lias marocain (Domaine atlasique). *Mémoire hors-série-Société*

## Références bibliographiques

---

- géologique de France, (1), 529-544.
- Dubois, M., 1992. Fluides crustaux: approche expérimentale et analytique. 1) détermination du solvus des systèmes H<sub>2</sub>O-MCL (M= Li, K, Rb, Cs) et 2) caractérisation et dynamique des fluides des dômes thermiques, sur l'exemple du Diapir Vellave (SE Massif Central Français). Unpub doctoral thesis, Institut National Polytechnique de Lorraine, 228 p.
- Duggen, S., Hoernle, K. A., Hauff, F., Klügel, A., Bouabdellah, M., Thirlwall, M. F., 2009. Flow of Canary mantle plume material through a subcontinental lithospheric corridor beneath Africa to the Mediterranean. *Geology*, 37(3), 283-286. <https://doi.org/10.1130/G25426A.1>
- Durand-Delga, M., Fontboté, J.M., 1980. Le cadre structural de la Méditerranée occidentale. In 26o Congrès Géol. Intern. Paris, Colloque no. 5, Les chaines alpines issues de la Téthys.
- Durand-Delga, M., Hottinger, L., Marçais, J., Mattauer, M., Milliard, Y., Suter, G., 1960. Données actuelles sur la structure du Rif. *Mém. h. s&. Soc. géol. Fr., Livre m6m. Prof. Fallot*, 1, 399-422.
- ## E
- 
- Eggins, S. M., Kinsley, L. P. J., Shelley, J. M. G., 1998. Deposition and element fractionation processes during atmospheric pressure laser sampling for analysis by ICP-MS. *Applied Surface Science*, 127-129, 278-286. [https://doi.org/10.1016/S0169-4332\(97\)00643-0](https://doi.org/10.1016/S0169-4332(97)00643-0)
- El Arabi, E. H., 2007. La série permienne et triasique du rift haut-atlasique: nouvelles datations; évolution tectono-sédimentaire. Unpubl. Thesis (Thèse d'Etat) Univ. Hassan II Casablanca, Fac. Sci. Ain Chok, p. 225.
- El Hammichi, F., Elmi, S., Faure-Muret, A., Benshili, K., 2002. Une plate-forme en distension, témoin de phases pré-accretion téthysienne en Afrique du Nord pendant le Toarcien-Aalenien (synclinal Iguer Awragh-Afennourir, Moyen Atlas occidental, Maroc). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences. Geoscience*, 334(13), 1003-1010.
- El Harfi, A., Guiraud, M., Lang, J., 2006. Deep-rooted "thick skinned" model for the High Atlas Mountains (Morocco). Implications for the structural inheritance of the southern Tethys passive margin. *Journal of Structural Geology*, 28(11), 1958-1976. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2006.08.011>
- El Harfi, A., Lang, J., Salomon, J., Chellai, E., 2001. Cenozoic sedimentary dynamics of the Ouarzazate foreland basin (Central High Atlas Mountains, Morocco). *International Journal of Earth Sciences*, 90(2), 393-411. <https://doi.org/10.1007/s005310000115>
- El Makrini, H., Mahamat, I. I. R., Moussaid, B., Torres-Lopez, S., Oliva-Urcia, B., Villalain, J. J., El Ouardi, H., 2017. Meaning of synsedimentary shortening tectonic structures along the Northern limb of the Ait Attab syncline (Central High Atlas, Morocco). *Geogaceta*, 61, 79-82.
- El Ouazzani, A., 2005. Roches et minéraux industriels au Maroc. Office National des Hydrocarbures et des Mines (ONHYM). Journées nationales de l'industrie minière Marrakech, 23-25 Novembre., Morocco.
- Ellero, A., Malusà, M.G., Ottria, G., Ouanaimi, H., Froitzheim, N., 2020. Transpressional structuring of the High Atlas belt, Morocco. *J. Struct. Geol.* 135. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2020.104021>.
- Ellero, A., Ottria, G., G., M., Ouanaimi, H., 2012. Structural Geological Analysis of the High Atlas (Morocco): Evidences of a Transpressional Fold-Thrust Belt. In E. Sharkov (Éd.), *Tectonics—Recent Advances*. InTech. <https://doi.org/10.5772/50071>
- Ellouz, N., Patriat, M., Gaulier, J. M., Bouatmani, R., Sabounji, S., 2003. From rifting to Alpine inversion: Mesozoic and Cenozoic subsidence history of some Moroccan basins. *Sedimentary Geology*, 156, 185-212.
- 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(3-4), 289-302. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(01\)00195-4](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(01)00195-4)
- Escosa, F. O., Leprêtre, R., Spina, V., Gimeno-Vives, O., Kergaravat, C., Mohn, G., Frizon de Lamotte, D., 2021. Polyphased mesozoic rifting from the atlas to the north-west Africa paleomargin. *Earth-Science Reviews*, 220, 103732.
- Essaifi, A., Samson, S., Goodenough, K., 2014. Geochemical and Sr-Nd isotopic constraints on the petrogenesis and geodynamic significance of the Jebilet magmatism (Variscan Belt, Morocco). *Geological Magazine*, 151(4), 666-691. <https://doi.org/10.1017/S0016756813000654>

## Références bibliographiques

---

- Ettaki, M., Chellaï, E., Milhi, A., Sadki, D., Boudchiche L., 2000a. Le passage Lias moyen – Lias supérieur dans la région de Todra-Dadès : événement biosédimentaire et géodynamique (Haut-Atlas central, Maroc). – C. R. Acad. Sci. Paris, 331, 667-674.
- Ettaki, M., Milhi, A., Chellai, E.H., Boudchiche, L., Sadki, D., 2000b. Mise en évidence de la limite Pliensbachien–Toarcien par les ammonites, les foraminifères et l'interaction tectono-eustatique dans la région Todgha-Dadès (Haut-Atlas central, Maroc. Rev. Paléobiologie, Genève, t. 19, n° 2. 299-317.
- Ettaki, M., Sadki, D., Milhi, A., Hadri, M., 1996. Les Formations lithostratigraphiques jurassiques du Haut Atlas central marocain: Essai de synthèse. In Rgsums du 13~ Colloque des bassins sgdimentaires marocains (pp. 111-112).
- European Commission., 2020. Critical Raw Materials Resilience: Charting a Path towards Greater Security and Sustainability. <https://eur-lex.europa.eu/legal-content/EN/TXT/?uri=CELEX:52020DC0474>
- Evans, M. A., Fischer, M. P., 2012. On the distribution of fluids in folds: A review of controlling factors and processes. *Journal of Structural Geology*, 44, 2-24. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2012.08.003>.

## F

---

- Faure, G., 1977. Principles of Isotope Geochemistry. John Wiley & Sons, New York, 464 p.
- Faure-Muret, A., Choubert, G., 1971. Le Maroc. Domaine rifain et atlasique, in *Tectonique de l'Afrique* (pp. 17–46, 2 pl). UNESCO, 0000014892.
- Favre, P., 1992. Géologie des massifs calcaires situés au front S de l'unité de Kétama (Rif, Maroc). Publications du Département de Géologie et Paléontologie, Univ. Genève, 11, 138.
- Favre, P., Stampfli, G., Wildi, W., 1991. Jurassic sedimentary record and tectonic evolution of the northwestern corner of Africa. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 87, 53-73.
- Fedan, B. Laville, E., El Mezgueldi, A., 1989. Le bassin Jurassique du Moyen-Atlas (Maroc) : exemple de bassin sur relais de décrochements. *Bull. Soc. Géol. France, série 8*, 6, 1123-1136.
- Fekkak, A., Ouanaimi, H., Michard, A., Soulaïmani, A., Ettachfini, E. M., Berrada, I., El Arabi, H., Lagnaoui, A., Saddiqi, O., 2018. Thick-skinned tectonics in a Late Cretaceous-Neogene intracontinental belt (High Atlas Mountains, Morocco): The flat-ramp fault control on basement shortening and cover folding. *Journal of African Earth Sciences*, 140, 169-188. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2018.01.008>
- Féraud, J., 1999. Mémento des roches et minéraux industriels: la fluorine ou spath fluor. Rap. BRGM R 40825,102 p., 2 fig., 10 tabl., 2 am., 1 carte h.t.
- Féraud, J., 2008. La Fluorine, *Géochronique*. n°106. (cf. aussi le dossier du n °107 sur la fluorine de l'opéra Garnier), 14 – 43.
- Fernandez, O., 2019. The Jurassic evolution of the Africa-Iberia conjugate margin and its implications on the evolution of the Atlantic-Tethys triple junction. *Tectonophysics*, 750, 379-393. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.12.006>
- Fiechtner, L., 1990. Geochemie und geochronologie frühmesozoischer tholeiite aus Zentral Marokko. *Berliner Geowissenschaftliche Abhandlungen*, 118: 1-76.
- Fiechtner, L., Friedrichsen, H., Hammerschmidt, K., 1992. Geochemistry and geochronology of Early Mesozoic tholeites from Central Morocco. *Geologische Rundschau*, 81, 45–62.
- Freas, D.H., 1961. Temperatures of mineralization by liquid inclusions, Cave-in-Rock fluorspar district, Illinois: *Economic Geology*, v. 56, p. 542–556.
- Freeze, R. A., Witherspoon, P. A., 1967. Theoretical analysis of regional groundwater flow: 2. Effect of water-table configuration and subsurface permeability variation. *Water Resources Research*, 3(2), 623-634. <https://doi.org/10.1029/WR003i002p00623>.
- Friedman, I., O'Neil, J. R., 1977. Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest (Report 440KK; Professional Paper). USGS Publications Warehouse. <https://doi.org/10.3133/pp440KK>
- Frizon de Lamotte, D., Andrieux, J., Guezou, J. C., 1991. Cinématique des chevauchements néogènes dans l'Arc bético-rifain: Discussion sur les modèles géodynamiques. *Bulletin de la Société géologique de France*, 169, 611–626.
- Frizon de Lamotte, D., Crespo-Blanc, A., Saint-Bézar, B., Comas, M., Fernandez, M., Zeyen, H., Ayarza, H., Robert-Charrue,

- C., Chalouan, A., Zizi, M., Teixell, A., Arboleya, M.L., Alvarez-Lobato, F., Julivert, M., Michard, A., 2004. TRASNSMED-transect I [Betics, Alboran Sea, Rif, Moroccan Meseta, High Atlas, Jbel Saghro, Tindouf Basin]. In: Cavazza, W., Roure, F., Spakman, W., Stampfli, G.M., Ziegler, P.A. (Eds.), *The TRANSMED Atlas — The Mediterranean Region from Crust to Mantle*. Springer, Berlin, pp. 91–96.
- Frizon de Lamotte, D., Leturmy, P., Missenard, Y., Khomsi, S., Ruiz, G., Saddiqi, O., Guillocheau, F., Michard, A., 2009. Mesozoic and Cenozoic vertical movements in the Atlas system (Algeria, Morocco, Tunisia): An overview. *Tectonophysics*, 475(1), 9-28. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2008.10.024>.
- Frizon de Lamotte, D., Saint Bezar, B., Bracène, R., Mercier, E., 2000. The two main steps of the Atlas building and geodynamics of the western Mediterranean. *Tectonics*, 19(4), 740-761. <https://doi.org/10.1029/2000TC900003>.
- Frizon De Lamotte, D., Zizi, M., Missenard, Y., Hafid, M., Azzouzi, M. E., Maury, R. C., Charrière, A., Taki, Z., Benammi, M., Michard, A., 2008. The Atlas System. In A. Michard, O. Saddiqi, A. Chalouan, & D. F. D. Lamotte (Éds.), *Continental Evolution: The Geology of Morocco* (Vol. 116, p. 133-202). Springer Berlin Heidelberg. [https://doi.org/10.1007/978-3-540-77076-3\\_4](https://doi.org/10.1007/978-3-540-77076-3_4)
- Froitzheim, N., 1984. Late Cretaceous vertical tectonics in the High Atlas SW' of Marrakech/Morocco—Reconstruction of tectonic movements in an early stage of the High Atlas orogenesis. *Neues Jahrbuch Für Geologie Und Paläontologie - Monatshefte*, 1984(8), 463-471. <https://doi.org/10.1127/njgpm/1984/1984/463>.
- Froitzheim, N., Stets, J., Wurster, P., 1988. Aspects of Western High Atlas tectonics. In V. H. Jacobshagen (Éd.), *The Atlas System of Morocco* (Vol. 15, p. 219-244). Springer-Verlag. <https://doi.org/10.1007/BFb0011595>.
- Fundamental Research Corp, 2021. Sector Report: Battery and Critical Minerals. Electric Vehicle (EV) Revolution to Drive Demand. August 26, [www.researchfrc.com](http://www.researchfrc.com).
- Fusswinkel, T., Wagner, T., Wälle, M., Wenzel, T., Heinrich, C.A., Markl, G., 2013. Fluid mixing forms basement-hosted PbZn deposits: Insight from metal and halogen geochemistry of individual fluid inclusions: *Geology*, v. 41, p. 679–682, <https://doi.org/10.1130/G34092.1>.
- ## G
- 
- Gaft, M., Waychunas, G. A., Rossman, G. R., Nagli, L., Panczer, G., Cheskis, D., Raichlin, Y., 2020. Red photoluminescence and purple color of naturally irradiated fluorite. *Physics and Chemistry of Minerals*, 47(11), 46. <https://doi.org/10.1007/s00269-020-01116-4>.
- Gagnon, J. E., Samson, I. M., Fryer, B. J., Williams-Jones, A. E., 2003. Compositional heterogeneity in fluorite and the genesis of fluorite deposits: insights from LA-ICP-MS analysis. *The Canadian Mineralogist*, 41(2), 365-382. <https://doi.org/10.2113/gscanmin.41.2.365>.
- Galwey, A. K., Jones, K. A., Reed, R., Dollimore, D., 1979. The blue coloration in banded fluorite (Blue John) from Castleton, Derbyshire, England. *Mineralogical Magazine*, 43(326), 243-250. <https://doi.org/10.1180/minmag.1979.043.326.06>.
- Garven, G., 1985. The role of regional fluid flow in the genesis of the Pine Point deposit, Western Canada sedimentary basin. *Economic Geology*, 80(2), 307-324. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.80.2.307>.
- Gasquet, D., Ennih, N., Liégeois, J.-P., Soulaymani, A., Michard, A., 2008. The Pan-African Belt. In A. Michard, O. Saddiqi, A. Chalouan, & D. F. D. Lamotte (Éds.), *Continental Evolution: The Geology of Morocco* (Vol. 116, p. 33-64). Springer Berlin Heidelberg. [https://doi.org/10.1007/978-3-540-77076-3\\_2](https://doi.org/10.1007/978-3-540-77076-3_2)
- Ge, S., Garven, G., 1994. A theoretical model for thrust-induced deep groundwater expulsion with application to the Canadian Rocky Mountains. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 99(B7), 13851-13868. <https://doi.org/10.1029/94JB00687>.
- Ghorbal, B., 2009. Mesozoic to quaternary thermo-tectonic evolution of Morocco (NW Africa). Ph.D Thesis, Vrije Universiteit.
- Ghorbal, B., Bertotti, G., Foeken, J., Andriessen, P., 2008. Unexpected Jurassic to Neogene vertical movements in 'stable' parts of NW Africa revealed by low temperature geochronology. *Terra Nova*, 20(5), 355-363. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2008.00828.x>
- Giese, P., Jacobshagen, V., 1992. Inversion tectonics of intracontinental ranges: High and Middle Atlas, Morocco. *Geologische Rundschau*, 81(1), 249–259.

## Références bibliographiques

---

- Gigoux, M., 2015. Origine des minéralisations stratiformes de fluorine de la bordure sud-est du bassin de Paris [Thèse de doctorat]: Université Paris-Sud, 307 p.
- Gigoux, M., Brigaud, B., Pagel, M., Delpech, G., Guerrot, C., Augé, T., Négrel, P., 2016. Genetic constraints on world-class carbonate- and siliciclastic-hosted stratabound fluorite deposits in Burgundy (France) inferred from mineral paragenetic sequence and fluid inclusion studies. *Ore Geology Reviews*, 72, 940-962. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2015.09.013>.
- Gigoux, M., Delpech, G., Guerrot, C., Pagel, M., Augé, T., Négrel, P., Brigaud, B., 2015. Evidence for an Early Cretaceous mineralizing event above the basement/sediment unconformity in the intracratonic Paris Basin: Paragenetic sequence and Sm-Nd dating of the world-class Pierre-Perthuis stratabound fluorite deposit. *Mineralium Deposita*, 50(4), 455-463. <https://doi.org/10.1007/s00126-015-0592-1>.
- Gillerman, E., 1948. The bedding-replacement fluorspar deposits of Spar Valley, Eagle Mountains, Hudspeth County, Texas. *Economic Geology*, 43(6), 509-517. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.43.6.509>.
- Gimeno-Vives, O., De Lamotte, D. F., Leprêtre, R., Haissen, F., Atouabat, A., Mohn, G., 2020. The structure of the Central-Eastern External Rif (Morocco); Poly-phased deformation and role of the under-thrusting of the North-West African paleo-margin. *Earth-Science Reviews*, 205, 103198. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103198>
- Gimeno-Vives, O., Mohn, G., Bosse, V., Haissen, F., Zaghoul, M. N., Atouabat, A., Frizon De Lamotte, D., 2019. The Mesozoic Margin of the Maghrebian Tethys in the Rif Belt (Morocco): Evidence for Polyphase Rifting and Related Magmatic Activity. *Tectonics*, 38(8), 2894-2918. <https://doi.org/10.1029/2019TC005508>
- Goddard, E.N., 1946. Fluorspar deposits of the Jamestown district, Boulder County, Colorado: Colorado Scientific Society, Proceedings, v. 15, no. 1, 47 p.
- Goebel, L., 1930. Radioaktive Umwandlungserscheinungen am Fluorit von Wölsendorf. *Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse, Abteilung I*, 139: 373 - 391.
- Gogoll, S., Stenzel, E., Johansen, H., Reichling, M., Matthias, E., 1996. Laser-damage of cleaved and polished CaF<sub>2</sub> at 248 nm. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms*, 116(1-4), 279-283. [https://doi.org/10.1016/0168-583X\(96\)00061-4](https://doi.org/10.1016/0168-583X(96)00061-4)
- Goldstein, A., 1997. The Illinois-Kentucky Fluorspar District. *The Mineralogical Record*: 28(1): 3-49.
- Goldstein, A., 2016. The Illinois Fluorite District. Dallas Mineral Collecting Symposium, August 20.
- Goldstein, R. H., 2003. Petrographic analysis of fluid inclusions. In *Fluid inclusions: analysis and interpretation*. vol. 32, p. 9-53.
- Goldstein, R. H., Reynolds, T. J., 1994. Systematics of Fluid Inclusions in Diagenetic Minerals. SEPM Society for Sedimentary Geology. <https://doi.org/10.2110/scn.94.31>.
- Gomez, F., Beauchamp, W., Barazangi, M., 2000. Role of the Atlas Mountains (northwest Africa) within the African-Eurasian plate-boundary zone. *Geology*, 28(9), 775-778.
- González-Partida, E., Carrillo-Chávez, A., Grimmer, J. O. W., Pironon, J., Mutterer, J., Levresse, G., 2003. Fluorite deposits at Encantada-Buenavista, Mexico: Products of Mississippi Valley type processes. *Ore Geology Reviews*, 23(3), 107-124. [https://doi.org/10.1016/S0169-1368\(03\)00018-0](https://doi.org/10.1016/S0169-1368(03)00018-0).
- Görler, K., Helmdach, F.-F., Gaemers, P., Heißig, K., Hinsch, W., Mädler, K., Schwarzahns, W., & Zucht, M., 1988. The uplift of the central High Atlas as deduced from neogene continental sediments of the Ouarzazate province, Morocco. In V. H. Jacobshagen (Éd.), *The Atlas System of Morocco* (Vol. 15, p. 359-404). Springer-Verlag. <https://doi.org/10.1007/BFb0011601>.
- Gouiza, M., 2011. Mesozoic source-to-sink systems in NW Africa: geology of vertical movements during the birth and growth of the Moroccan rifted margin. Vrije Universiteit Amsterdam, Amsterdam.
- Gouiza, M., Charton, R., Bertotti, G., Andriessen, P., Storms, J. E. A., 2017. Post-Variscan evolution of the Anti-Atlas belt of Morocco constrained from low-temperature geochronology. *International Journal of Earth Sciences*, 106(2), 593-616. <https://doi.org/10.1007/s00531-016-1325-0>
- Gradstein, F. M., Ogg, J. G., Schmitz, M. D., Ogg, G. M., 2012. *The geologic time scale 2012*. Elsevier.
- Gu, H., Ma, D., Chen, W., Zhu, R., Li, Y., Li, Y., 2011. Electrolytic coloration and spectral properties of natural fluorite crystals containing oxygen impurities. *Spectrochimica Acta Part A: Molecular and Biomolecular Spectroscopy*,

## Références bibliographiques

---

82(1), 327–331. <https://doi.org/10.1016/j.saa.2011.07.056>.

- Guerrera, F., Martín-Algarra, A., Martín-Martín, M., 2012. Tectono-sedimentary evolution of the “Numidian Formation” and Lateral Facies (southern branch of the western Tethys): constraints for central-western Mediterranean geodynamics. *Terra Nova* 24, 3–41.
- Guillong, M., Wotzlaw, J.-F., Looser, N., Laurent, O., 2020. Evaluating the reliability of U–Pb laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-ICP-MS) carbonate geochronology: Matrix issues and a potential calcite validation reference material. *Geochronology*, 2(1), 155–167. <https://doi.org/10.5194/gchron-2-155-2020>
- Guiraud, R., 1998. Mesozoic rifting and basin inversion along the northern African Tethyan margin: An overview. Geological Society, London, Special Publications, 132(1), 217–229.

## H

---

- Haddoumi, H., Charrière, A., Mojon, P. O., 2010. Stratigraphie et sédimentologie des «Couches rouges» continentales du Jurassique-Crétacé du Haut Atlas central (Maroc): Implications paléogéographiques et géodynamiques. *Geobios*, 43, 433–451.
- Haddoumi, H., Charrière, A., Feist, M., Andreu, B., 2002. Nouvelles datations (Hauterivien supérieur-Barrémien inférieur) dans les “Couches rouges” continentales du Haut Atlas central marocain; conséquences sur l’âge du magmatisme et des structurations mésozoïques de la chaîne Atlasique. *Comptes Rendus – Palevol*, 1, 259–266.
- Hadidouch, H., 2018. Etude géologique et gîtologique des gisements de fluorines à l’est de la région de Bou-Izourane (Haut-Atlas Central, Maroc). Master, Faculté des Sciences et Techniques d’Errachidia.
- Hadri, M., 1993. Un modèle de plate forme carbonatée au Lias-Dogger dans le Haut Atlas central au nordouest de Goulmina, Maroc. These Doctorat, Université Paris-Sud, Orsay, France, 272 p, 1 carte HT, 1/100000.
- Hafid, M., 2000. Triassic–early Liassic extensional systems and their Tertiary inversion, Essaouira Basin (Morocco). *Marine and Petroleum Geology*, 17(3), 409–429.
- Hafid, M., Zizi, M., Bally, A. W., Ait Salem, A., 2006. Structural styles of the western onshore and offshore termination of the High Atlas, Morocco. *Comptes Rendus Geoscience*, 338(1-2), 50–64. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2005.10.007>
- Hailwood, E. A., Mitchell, J. G., 1971. Palaeomagnetic and Radiometric Dating Results from Jurassic Intrusions in South Morocco. *Geophysical Journal International*, 24(4), 351–364. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1971.tb02183.x>
- Hall, W. E., Friedman, I., 1963. Composition of fluid inclusions, Cave-in-Rock fluorite district, Illinois, and Upper Mississippi Valley zinc-lead district. *Economic Geology*, 58(6), 886–911. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.58.6.886>
- Hall, W. E., Heyl, A. V. 1968. Distribution of minor elements in ore and host rock, Illinois-Kentucky fluorite district and Upper Mississippi Valley zinc-lead district. *Economic Geology*, 63(6), 655–670. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.63.6.655>.
- Hasnaoui, Y., 2018. Etude géologique et gîtologique des gisements de fluorines à l’ouest de la région de Bou-Izourane (Haut-Atlas Central, Maroc). Master, Faculté des Sciences et Techniques d’Errachidia.
- Hayes, T. S., Miller, M. M., Orris, G. J., Piatak, N. M., 2017. Fluorine (Report N° 1802G; Professional Paper, p. 92). USGS Publications Warehouse. <https://doi.org/10.3133/pp1802G>.
- Hefferan, K. P., Admou, H., Karson, J. A., Saquaque, A., 2000. Anti-Atlas (Morocco) role in Neoproterozoic Western Gondwana reconstruction. *Precambrian Research*, 103(1-2), 89–96. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(00\)00078-4](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(00)00078-4)
- Heitzmann, P., 1987. Le Trias dans le Haut Atlas central de Midelt Imilchil (Maroc) : lithostratigraphie et signification tectonique. *Geologisches Institut der Universität Bern, Baltzerstrasse 1, CH 3012 Bern. Eclogae geol. Helv*, 80 (3), 669–684.
- Hendee, W. R., 1992. Estimation of radiation risks. BEIR V and its significance for medicine. *Journal of the American Medical Association* 268, 620–624.
- Henderson, I. H. C., McCaig, A. M., 1996. Fluid pressure and salinity variations in shear zone-related veins, central Pyrenees, France: implications for the fault-valve model. *Tectonophysics*, 262(1-4), 321–348.

## Références bibliographiques

---

- [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(96\)00018-2](https://doi.org/10.1016/0040-1951(96)00018-2).
- Hoefs, J., 1997. *Stable Isotope Geochemistry*. Springer Berlin Heidelberg. <https://doi.org/10.1007/978-3-662-03377-7>
- Hoefs, J., 2018. *Stable Isotope Geochemistry*. Springer International Publishing. <https://doi.org/10.1007/978-3-319-78527-1>
- Hoepffner, C., 1987. La tectonique hercynienne dans l'Est du Maroc. Thèse doc. ès-Sciences, Univ. L. Pasteur, Strasbourg, 276p.
- Hoepffner, C., Houari, M. R., Bouabdelli, M., 2006. Tectonics of the North African Variscides (Morocco, western Algeria): an outline. *Comptes Rendus Geoscience*, 338(1), 25–40.
- Hoepffner, C., Soulaïmani, A., Piqué, A., 2005. The Moroccan Hercynides. *Journal of African Earth Sciences*, 43(1-3), 144-165. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2005.09.002>
- Hoernle, K., Zhang, Y.-S., Graham, D., 1995. Seismic and geochemical evidence for large-scale mantle upwelling beneath the eastern Atlantic and western and central Europe. *Nature*, 374(6517), 34-39. <https://doi.org/10.1038/374034a0>
- Hogarth, D. D., 1977. Classification and nomenclature of the pyrochlore group. *American Mineralogist*, 62(5-6), 403-410.
- Horstwood, M. S. A., Košler, J., Gehrels, G., Jackson, S. E., McLean, N. M., Paton, C., Pearson, N. J., Sircombe, K., Sylvester, P., Vermeesch, P., Bowring, J. F., Condon, D. J., Schoene, B., 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), 311-332. <https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.2016.00379.x>

## I

---

- Ibouh, H., 2004. Du rift avorté au bassin sur décrochement, contrôles tectonique et sédimentaire pendant le jurassique (Haut-Atlas central, Maroc). Thèse d'état, Marrakech, 213p.
- Ikenne, M., Souhassou, M., Arai, S., Soulaïmani, A., 2017. A historical overview of Moroccan magmatic events along northwest edge of the West African Craton. *Journal of African Earth Sciences*, 127, 3-15. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2016.10.002>
- Ingebritsen, S.E., Appold, M.S., 2012. The physical hydrogeology of ore deposits: *Economic Geology*, v. 107, p. 559–584. [Also available at <http://dx.doi.org/10.2113/econgeo.107.4.559>.
- Irber, W., 1999. The lanthanide tetrad effect and its correlation with K/Rb, Eu/Eu\*, Sr/Eu, Y/Ho, and Zr/Hf of evolving peraluminous granite suites. *Geochim. Cosmochim. Acta* 63, 489–508.

## J

---

- Jabour, H., Dakki, M., Nahim, M., Charrat, F., El Alji, M., Hssain, M., Oumalch, F., El Abibi, R., 2004. The Jurassic depositional system of Morocco, geology and play concepts. *MAPG Memoirs*, 1, 5–39.
- 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(1-2), 47-69. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2004.06.017>
- Jacobshagen, V. H., 1992. Major fracture zones of Morocco: The South Atlas and the Transalboran fault systems. *Geologische Rundschau*, Berlin, 81(1): 185-197.
- Jacobshagen, V., Görler, K., Giese, P., 1988. Geodynamic evolution of the Atlas System (Morocco) in post-Palaeozoic times. *The Atlas System of Morocco* (pp. 481–499). Springer. Jalil, N.-E., Dutuit, J.-M. (1996). Permian captorhinid reptiles from the Argana Formation, Morocco. *Palaeontology*, 39(4), 907–918
- Jaffal, M., Soulaïmani, A., Ilmen, S., Anzar, F., Kchikach, A., Manar, A., Soulaïmani, A., Maacha, L., Bajddi, A., 2023. Insights into the deep structure of the Bou Azzer-El Graara inlier (Central Anti-Atlas, Morocco): Inference from high-resolution magnetic data, and geodynamic implications. *Tectonophysics*, 856, 229865. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2023.229865>
- Jaffey, A. H., Flynn, K. F., Glendenin, L. E., Bentley, W. C., Essling, A. M., 1971. Precision Measurement of Half-Lives and

## Références bibliographiques

---

- Specific Activities of U 235 and U 238. *Physical Review C*, 4(5), 1889-1906. <https://doi.org/10.1103/PhysRevC.4.1889>
- Jahn, B., Cuvellier, H., 1994. Pb-Pb and U-Pb geochronology of carbonate rocks: An assessment. *Chemical Geology*, 115(1-2), 125-151. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)90149-X](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)90149-X)
- Jébrak, M., 1982. Les districts à fluorine du Maroc central. *Bulletin de BRGM (2)*, II, 2, pp. 211-221.
- Jébrak, M., 1984. Contribution à l'histoire naturelle des filons (F, Ba) du domaine varisque. Essai de caractérisation structurale et géochimique des filons en extension et en décrochement dans les massifs centraux français et marocains. Thèse doct. ès-sci., Orléans, 467 p.
- Jébrak, M., Benyoub, F., 1980. Etude thermométrique de quelques filons de fluorine du Maroc. *Archives du Centre National de Documentation*, N°11046, Direction de la Géologie, Rabat
- Jébrak, M., Debbah, B., Touray, J.-C., 1984. Saumures associées aux fluorines filoniennes du Maroc Central, dans le district d'El Hammam. *Bulletin de Minéralogie*, 107(2), 233-240. <https://doi.org/10.3406/bulmi.1984.7755>.
- Jébrak, M., Marcoux, É., Québec (Province), Ministère des ressources naturelles et de la faune, Québec, G. (2008). *Géologie des ressources minérales* (p. 667). Ministère des ressources naturelles et de la faune, MM 2008-01.
- Jemmali, N., Carranza, E. J. M., Zimmel, B., 2017. Isotope geochemistry of Mississippi Valley Type stratabound F-Ba-(Pb-Zn) ores of Hammam Zriba (Province of Zaghouan, NE Tunisia). *Geochemistry*, 77(3), 477-486. <https://doi.org/10.1016/j.chemer.2017.07.003>.
- Jenny, J., 1988. Carte géologique du Maroc au 1/100 000 feuille Azilal (Haut Atlas central); mémoire explicatif. *Notes et Mémoires du Service Géologique*, 104.
- Jenny, J., Le Marrec, A., Monbaron, M., 1981. Les Couches Rouges du Jurassique moyen du Haut Atlas central (Maroc): Corrélations lithostratigraphiques, éléments de datation et cadre tectono-sédimentaire. *Bulletin De La Société Géologique De France*, 23(7), 627-639.
- Jeremine, E., 1949. Etude pétrographique des roches éruptives et métamorphiques du massa de Bou Agraou. *Notes et Mem. Serv. Géol. Du Maroc*, n° 74, 128-147.
- Jochum, K. P., Scholz, D., Stoll, B., Weis, U., Wilson, S. A., Yang, Q., Schwalb, A., Börner, N., Jacob, D. E., Andreae, M. O., 2012. Accurate trace element analysis of speleothems and biogenic calcium carbonates by LA-ICP-MS. *Chemical Geology*, 318-319, 31-44. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2012.05.009>.
- Jochum, K. P., Weis, U., Stoll, B., Kuzmin, D., Yang, Q., Raczek, I., Jacob, D. E., Stracke, A., Birbaum, K., Frick, D. A., Günther, D., Enzweiler, J., 2011. Determination of Reference Values for NIST SRM 610-617 Glasses Following ISO Guidelines. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 35(4), 397-429. <https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.2011.00120.x>
- Jochum, K.P., Stoll, B., 2008. Reference materials for elemental and isotopic analyses by LA-(MC)-ICP-MS: Successes and outstanding needs. In *Laser ablation ICP-MS in the Earth sciences: Current practices and outstanding issues*. Mineralogical Association of Canada Short Course Series. Quebec, Canada: Sylvester P., pp. 147-168.
- Jossen, J.A., 1990. Carte géologique du Maroc au 1/100 000, feuille de ZawyatAhançal. *Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc*, n° 355.

## K

---

- Kchit, A., 1990. Le complexe plutonique alcalin du Tamazeght, Haut Atlas de Midelt (Maroc). *Pétrologie et structurologie*. PhD thesis, Université de Toulouse, 302 p.
- Kchit, A., 2007. Pétrogenèse des carbonatites du complexe Alcalin de Tamazeght (Haut Atlas de Midelt, Maroc): contraintes imposées par les données des isotopes stables et radiogéniques. Université Mohamed Premier, Faculté des Sciences, Oujda, Doctorat d'Etat, 146p.
- Kelly, S. D., Newville, M. G., Cheng, L., Kemner, K. M., Sutton, S. R., Fenter, P., Sturchio, N. C., Spötl, C., 2003. Uranyl Incorporation in Natural Calcite. *Environmental Science & Technology*, 37(7), 1284-1287. <https://doi.org/10.1021/es025962f>
- Kempe, U., Plötze, M., Brachmann, A., Böttcher, R., 2002. Stabilisation of divalent rare earth elements in natural Fluorite. *Mineralogy and Petrology*, 76(3), 213-234. <https://doi.org/10.1007/s007100200042>.

- Kesler, S.E., 1977. Geochemistry of manto fluorite deposits, northern Coahuila, Mexico: *Economic Geology*, v. 72, p. 204–218. [Also available at <http://dx.doi.org/10.2113/gsecongeo.72.2.204>.
- Khadem-Allah, B., 1993. Syénites et pegmatites néphéliniques du complexe alcalin du Tamazeght (Haut Atlas de Midelt, Maroc). PhD thesis, Université de Toulouse, 240 p.
- Khadem-Allah, B., Fontan, F., Kadar, M., Monchoux, P., Sørensen, H., 1998. Reactions between agpaitic nepheline syenitic melts and sedimentary carbonate rocks, exemplified by the Tamazeght complex, Morocco: *Geochimica*, v. 1998, p. 643–655.
- Kharbouch, F., Juteau, Th., Treuil, M., Joron, J.L., Pique, A., Hœpffner, C., 1985. Le volcanisme dinantien de la Meseta marocaine nord-occidentale et orientale. Caractéristiques pétrographiques et géochimiques et implications géodynamiques. *Sei. Géol. Bull.*, Strasbourg, 38, pp: 155-163.
- Kinnaird, J. A., Kruger, F. J., Cawthorn, R. G., 2004. Rb-Sr and Nd-Sm isotopes in fluorite related to the granites of the Bushveld Complex. *South African Journal of Geology*, 107(3), 413-430. <https://doi.org/10.2113/107.3.413>.
- Kislov, E.V., Imetkhenov, A.B., Sandakova, D.M., 2010. The Yermakovskoye fluorite-beryllium deposit—Avenues for improving ecological security of revitalization of the mining operations: *Geography and Natural Resources*, v. 31, no. 4, p. 324–329. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gnr.2010.11.004>.
- Klein, J. L., Harmand, C., 1985. Le volcanisme de la région de Zebzate: âge et relations avec le complexe alcalin à carbonatites du Tamazeght (Haut-Atlas de Midelt, Maroc). In *Géologie africaine. Colloque. Congrès National des Sociétés Savantes* 110, pp. 147-152.
- Klitgord, K. D., Schouten, H., 1986. Plate kinematics of the central Atlantic. In P. R. Vogt & B. E. Tucholke (Éds.), *The Western North Atlantic Region* (p. 351-378). *Geology of North America*. <https://doi.org/10.1130/DNAG-GNA-M.351>
- Knight, K.B., Nomade, S., Renne, P.R., Marzoli, A., Bertrand, H., Youbi, N., 2004. The Central Atlantic magmatic province at the Triassic-Jurassic boundary : paleomagnetic and Ar-Ar evidence from Morocco for brief, episodic volcanism, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 228, 143–160.
- Kogut, A.I., Hagni, R.D., and Schneider, G.I.C., 1997. The Okorusu, Namibia, carbonatite-related fluorite deposits, and a comparison with the Illinois-Kentucky fluorite district/Hicks Dome, in Sangster, D.F., ed., *Carbonate-hosted lead-zinc deposits—[Society of Economic Geologists] 75th anniversary volume: Littleton, Colo., Society of Economic Geologists Special Publication no. 4*, p. 290–297.
- Kovalenko, V.I., and Yarmolyuk, V.V., 1995. Endogenous rare metal ore formations and rare metal metallogeny of Mongolia: *Economic Geology*, v. 90, p. 520–529. <http://dx.doi.org/10.2113/gsecongeo.90.3.520>.
- Kroner, U., Hahn, T., Romer, R. L., Linnemann, U., 2007. The Variscan orogeny in the SaxoThuringian zone—heterogeneous overprint of Cadomian/Paleozoic peri-Gondwana crust. *Geological Society of America Special Papers*, 423, 153–172.
- Kynicky, J., Smith, M. P., Song, W., Chakhmouradian, A. R., Xu, C., Kopriva, A., Galiova, M. V., Brtnicky, M., 2019. The role of carbonate-fluoride melt immiscibility in shallow REE deposit evolution. *Geoscience Frontiers*, 10(2), 527-537. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2018.02.005>.

## L

---

- Lachkar N., 2000. Dynamique sédimentaire d'un bassin extensif sur la marge sud-téthysienne : Le Lias du Haut-Atlas de Rich (Maroc). – Thèse Doctorat, Université Bourgogne, Dijon, 233p.
- Lachkar N., Dommergues J-L., Meister C., Neige P., Izart A., Lang J., 1998. Les ammonites du Sinémurien supérieur du Jbel Bou-Hamid (Haut-Atlas central, Rich, Maroc). *Approches paléontologiques et biostratigraphiques*. – *Géobios*, 31, 587-619.
- Lanari, R., Faccenna, C., Natali, C., Şengül Uluocak, E., Fellin, M. G., Becker, T. W., Göğüş, O. H., Youbi, N., Clementucci, R., Conticelli, S., 2023. The Atlas of Morocco: A Plume-Assisted Orogeny. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 24(6), e2022GC010843. <https://doi.org/10.1029/2022GC010843>.
- Lanari, R., Fellin, M. G., Faccenna, C., Balestrieri, M. L., Pazzaglia, F. J., Youbi, N., Maden, C., 2020. Exhumation and Surface Evolution of the Western High Atlas and Surrounding Regions as Constrained by Low-Temperature Thermochronology. *Tectonics*, 39(3), e2019TC005562. <https://doi.org/10.1029/2019TC005562>.

## Références bibliographiques

---

- Laville E., 1981. Rôle des décrochements dans le mécanisme de formation des bassins d'effondrement du Haut Atlas marocain au cours des temps triasique et liasique. *Bull. Soc. Géol. France*, (7), t. XXII, n° 1, pp. 303-312.
- Laville, E., 1977. L'évolution sédimentaire et tectonique de la couverture jurassique de la région d'Immouzer de Marmoucha (Moyen Atlas-Maroc). *Bulletin de la Société Géologique de France*, S7-XIX(5), 1151-1158. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.S7-XIX.5.1151>.
- Laville, E., 1978. Incidence des jeux successifs d'un accident synsedimentaire sur les structures plicatives du versant nord du Haut Atlas central (Maroc). *Bulletin de la Société Géologique de France*, S7-XX(3), 329-337. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.S7-XX.3.329>.
- Laville, E., 1985. Evolution sédimentaire, tectonique et magmatique du bassin Jurassique du Haut Atlas, Maroc: Modèle en relais multiples de décrochements. Thèse d'Etat, Montpellier, 168 p.
- Laville, E., Fedan, B., 1989. Le système atlasique marocain au jurassique. Evolution structurale et cadre géodynamique. *Sci. Géol. Mém., Strasbourg*, 84, 3-28.
- Laville, E., Harmand, C., 1982. Evolution magmatique et tectonique du bassin intracontinental mesozoïque du Haut-Atlas (Maroc); un modele de mise en place synsedimentaire de massifs « anorogeniques » lies a des décrochements. *Bulletin de La Société Géologique de France*, S7-XXIV(2), 213-227. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.S7-XXIV.2.213>
- Laville, E., Lesage, J.-L., Seguret, M., 1977. Geometrie, cinématique (dynamique) de la tectonique atlasique sur le versant sud du Haut Atlas marocain; aperçu sur les tectoniques hercyniennes et tardi-hercyniennes. *Bulletin de la Société Géologique de France*, S7-XIX(3), 527-539. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.S7-XIX.3.527>.
- Laville, E., Petit, J.-P., 1984. Role of synsedimentary strike-slip faults in the formation of Moroccan Triassic basins. *Geology*, 12(7), 424-427. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1984\)12<424:ROSSFI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1984)12<424:ROSSFI>2.0.CO;2).
- Laville, E., Piqué, A., 1991. La distension crustale atlantique et atlasique au Maroc au début du Mésozoïque : le rejeu des structures hercyniennes. *Bull. Soc. Geol. France*, 162, 1161-1171.
- Laville, E., Piqué, A., 1992. Jurassic penetrative deformation and Cenozoic uplift in the central High-Atlas (Morocco): a tectonic model. *Structural and Orogenic inversions. Geol Rundsch* 81, 157-170. <https://doi.org/10.1007/BF01764546>.
- Laville, E., Pique, A., Amrhar, M., Charroud, M., 2004. A restatement of the Mesozoic Atlasic Rifting (Morocco). *Journal of African Earth Sciences*, 38(2), 145-153. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2003.12.003>
- Le Roy, P., Guillocheau, F., Piqué, A., Morabet, A. M., 1998. Subsidence of the Atlantic Moroccan margin during the Mesozoic. *Canadian Journal of Earth Sciences-Revue Canadienne Des Sciences De La Terre*, 35, 476-493.
- Le Roy, P., Piqué, A., 2001. Triassic-Liassic Western Moroccan synrift basins in relation to the Central Atlantic opening. *Marine Geology*, 172(3-4), 359-381.
- Le Roy, P., Pique, A., Le Gall, B., Ait Brahim, L., Morabet, A. M., Demnati, A., 1997. Les bassins cotiers triasico-liasiques du Maroc occidental et la diachronie du rifting intra-continental de l'Atlantique central. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 168(5), 637-648.
- Le Roy, P., Sahabi, M., Lahsini, S., Mehdi, K., & Zourarah, B., 2004. Seismic stratigraphy and cenozoic evolution of the mesetan moroccan atlantic continental shelf. *Journal of African Earth Sciences*, 39(3-5), 385-392. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2004.07.029>
- Leleu, S., Hartley, A. J., van Oosterhout, C., Kennan, L., Ruckwied, K., Gerdes, K., 2016. Structural, stratigraphic and sedimentological characterisation of a wide rift system: The Triassic rift system of the Central Atlantic Domain. *Earth-Science Reviews*, 158, 89-124.
- Lenoir, L., 2022. Interactions fluide-roche à l'origine des gisements à F-Ba à l'interface socle-couverture sédimentaire du sud-est du Bassin de Paris. PhDthesis, Université Paris-Saclay, 394 p.
- Lenoir, L., Blaise, T., Somogyi, A., Brigaud, B., Barbarand, J., Boukari, C., Nouet, J., Brézard-Oudot, A., Pagel, M., 2021. Uranium incorporation in fluorite and exploration of U-Pb dating. *Geochronology*, 3(1), 199-227. <https://doi.org/10.5194/gchron-3-199-2021>.
- Leprêtre, R., Frizon de Lamotte, D., Combiér, V., Gimeno-Vives, O., Mohn, G., Eschard, R., 2018. The Tell-Riforogenic system (Morocco, Algeria, Tunisia) and the structural heritage of the southern Tethys margin, BSGF. *Earth Sciences Bulletin*, 18, 10.

## Références bibliographiques

---

- Leprêtre, R., Missenard, Y., Saint-Bezar, B., Barbarand, J., Delpéch, G., Yans, J., Dekoninck, A., Saddiqi, O., 2015. The three main steps of the Marrakech High Atlas building in Morocco: Structural evidences from the southern foreland, Imini area. *Journal of African Earth Sciences*, 109, 177-194. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2015.05.013>.
- Lezier, J.C., 1969. Etude morphologique des lacunes de cristallisation dans la fluorine d'Ouezzane (Rif occidental, Maroc). *Notes de Service de Géologie du Maroc*, t. 29, 213, 173-179.
- Lhégu, J., 1975. Etude de la disponibilité et besoins futurs un minerais phosphatés compte tenu de la lutte anti-pollution et de nouvelles applications possibles, BRGM, 75 SGN 219 GEO, 117p.
- Li, G., Fang, G., Feng, Z., Xu, C., Huang, Z., Wang, C., 2022. Genetic Relationship between Granite and Fluorite Mineralization in the Shuanghuajiang Fluorite Deposit, Northern Guangxi, South China: Evidence from Geochronology, REE, and Fluid Geochemistry. *Minerals*, 12(9), 1102. <https://doi.org/10.3390/min12091102>.
- Li, Xian-hua, Liu, D., Sun, M., Li, W., Liang, X.-R., Liu, Y., 2004. Precise Sm-Nd and U-Pb isotopic dating of the supergiant Shizhuyuan polymetallic deposit and its host granite, SE China: *Geological Magazine*, v. 141, p. 225-231, <https://doi.org/10.1017/S0016756803008823>.
- Liu, J., Zheng, M., Cook, N.J., Long, X., Deng, J., Zhai, Y., 2007. Geological and geochemical characteristics of the Sawaya'erdun gold deposit, southwestern Chinese Tianshan. *Ore Geol. Rev.* 32, 125-156.
- Loneragan, L., White, N., 1997. Origin of the Betic-Rif mountain belt. *Tectonics*, 16(3), 504-522.
- Longerich, H. P., Günther, D., Jackson, S. E., 1996. Elemental fractionation in laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry. *Analytical and Bioanalytical Chemistry*, 355(5-6), 538-542. <https://doi.org/10.1007/s0021663550538>
- Lorenz, J.C., 1988. Synthesis of late Paleozoic and Triassic redbed sedimentation in Morocco. In: V. Jacobshagen (Editor), *The Atlas system of Morocco*. Springer, Berlin, Heidelberg, NewYork, 139-168.
- Löwner, R., 2009. Recherches sédimentologiques et structurales à l'articulation entre le Haut Atlas et Moyen Atlas et la Haute Moulouya, Maroc, 201 pp.
- Lüders, V., 1996. Contribution of infrared microscopy to fluid inclusion studies in some opaque minerals (wolframite, stibnite, bournonite); metallogenic implications. *Economic Geology*, 91(8), 1462-1468
- Lustrino, M., Duggen, S., Rosenberg, C. L., 2011. The Central-Western Mediterranean: Anomalous igneous activity in an anomalous collisional tectonic setting. *Earth-Science Reviews*, 104(1-3), 1-40. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2010.08.002>.
- Lustrino, M., Wilson, M., 2007. The circum-Mediterranean anorogenic Cenozoic igneous province. *Earth-Science Reviews*, 81(1-2), 1-65. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2006.09.002>.
- Lykhin, D.A., Kovalenko, V.I., Yarmolyuk, V.V., Kotov, A.B., Kovach, V.P., 2010, The Yermakovsky deposit, western Transbaikal region, Russia—Isotopic and geochemical parameters and sources of beryllium-bearing granitoids and other rocks: *Geology of Ore Deposits*, v. 52, no. 4, p. 289-301. <http://dx.doi.org/10.1134/s1075701510040045>.

## M

---

- Macdonald, R.W., North, N.A., 1974. The effect of pressure on the solubility of CaCO<sub>3</sub>, CaF<sub>2</sub>, and SrSO<sub>4</sub> in water: *Canadian Journal of Chemistry*, v. 52, p. 3181-3186, <https://doi.org/10.1139/v74-467>.
- Mackenzie, K. J. D., Green, J. M., 1971. The cause of coloration in Derbyshire Blue John banded fluorite and other blue banded fluorites. *Mineralogical Magazine*, 38(296), 459-470. <https://doi.org/10.1180/minmag.1971.038.296.08>.
- Magotra, R., Namga, S., Singh, P., Arora, N., Srivastava, P. K., 2017. A New Classification Scheme of Fluorite Deposits. *International Journal of Geosciences*, 08(04), 599-610. <https://doi.org/10.4236/ijg.2017.84032>
- Mahdy, N. M., Shalaby, M. H., Helmy, H. M., Osman, A. F., El Sawey, E. S. H., Zeid, E. K. A., 2013. Trace and REE element geochemistry of fluorite and its relation to uranium mineralizations, Gabal Gattar Area, Northern Eastern Desert, Egypt. *Arabian Journal of Geosciences*. <https://doi.org/10.1007/s12517-013-0933-2>
- 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(6), 481-489. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2007.00775.x>
- Mangenot, X., 2017. Contributions du thermomètre  $\Delta 47$  et du chronomètre U-Pb à l'étude de l'histoire diagénétique, thermique, et hydrogéologique des réservoirs carbonatés du Jurassique Moyen du bassin de Paris. *Sciences de*

## Références bibliographiques

---

- la Terre. Université Sorbonne Paris Cité, Français. 193p.
- Mangenot, X., Gasparrini, M., Rouchon, V., Bonifacie, M., 2018. Basin-scale thermal and fluid flow histories revealed by carbonate clumped isotopes ( $\Delta 47$ )—Middle Jurassic carbonates of the Paris Basin depocentre. *Sedimentology*, 65(1), 123-150. <https://doi.org/10.1111/sed.12427>
- Manspeizer, W., 1988. Triassic-Jurassic rifting and opening of the Atlantic: An overview. *Developments in Geotectonics*, 22, 41-79.
- Manspeizer, W., Puffer, J.H., Cousminer, H.L., 1978. Separation of Morocco and eastern North America. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 89: 901-920.
- Marcoux, É., Jébrak, M., 2021. Plombotectonique des gisements du Maroc. *BSGF - Earth Sciences Bulletin*, 192, 31. <https://doi.org/10.1051/bsgf/2021019>
- Margoum, D., Bouabdellah, M., Klügel, A., Banks, D. A., Castorina, F., Cuney, M., Jébrak, M., Bozkaya, G., 2015. Pangea rifting and onward pre-Central Atlantic opening as the main ore-forming processes for the genesis of the Aouli REE-rich fluorite-barite vein system, Upper Moulouya District, Morocco. *Journal of African Earth Sciences*, 108, 22-39. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2015.03.021>.
- Marks, M. A. W., Neukirchen, F., Vennemann, T., Markl, G., 2009. Textural, chemical, and isotopic effects of late-magmatic carbonatitic fluids in the carbonatite-syenite Tamazeght complex, High Atlas Mountains, Morocco. *Mineralogy and Petrology*, 97(1-2), 23-42. <https://doi.org/10.1007/s00710-009-0075-0>
- Marks, M. A. W., Schilling, J., Coulson, I. M., Wenzel, T., Markl, G., 2008. The Alkaline-Peralkaline Tamazeght Complex, High Atlas Mountains, Morocco: Mineral Chemistry and Petrological Constraints for Derivation from a Compositionally Heterogeneous Mantle Source. *Journal of Petrology*, 49(6), 1097-1131. <https://doi.org/10.1093/petrology/egn019>.
- Martini, J. E. J., 1976. The fluorite deposits in the dolomite series of the Marico district, Transvaal, South Africa. *Economic Geology*, 71(3), 625-635. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.71.3.625>.
- Martín-Martín, M., Guerrero, F., Maaté, A., Hlila, R., Serrano, F., Cañaveras, J. C., Paton, D., Alcalá, F. J., Maaté, S., Tramontana, M., Martín-Pérez, J. A., 2022. The Cenozoic evolution of the Intra-Rif (Rif, Morocco). *Geosphere*, 18(2), 850-884. <https://doi.org/10.1130/GES02199.1>
- Marzoli, A., Bertrand, H., Knight, K., Cirilli, S., Buratti, N., Verati, C., Nomade, S., Renne, P. R., Youbi, N., Martini, R., Allenbach, K., Neuwerth, R., Rapaille, C., Zaninetti, L., Bellieni, G., 2004. Synchrony of the Central Atlantic Magmatic province and the Triassic-Jurassic boundary climatic and biotic crisis. *Geology*, 32, 973-976.
- Marzoli, A., Callegaro, S., Dal Corso, J., Davies, J. H., Chiaradia, M., Youbi, N., Bertrand, H., Reisberg, L., Merle, R., Jourdan, F., 2018. The Central Atlantic magmatic province (CAMP): A review. *The Late Triassic World*, 91-125.
- Mattauer, M., Tapponnier, P., Proust, F., 1977. Sur les mécanismes de formation des chaînes intracontinentales. L'exemple des chaînes atlasiques du Maroc. *Bulletin Société géologique France*, 7(XI), 521-526.
- Matte, P., 2001. The Variscan collage and orogeny (480-290 Ma) and the tectonic definition of the Armorica microplate: A review. *Terra Nova*, 13(2), 122-128. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3121.2001.00327.x>
- McAnulty, W. N., Sewell, C. R., Atkinson, D. R., Rasberry, J. M., 1963. Aguachile beryllium-bearing fluorite district, Coahuila, Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 74(6), 735-743. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1963\)74\[735:ABFDCM\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1963)74[735:ABFDCM]2.0.CO;2).
- McDonough, W. F., & Sun, S.-S., 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120(3-4), 223-253. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00140-4](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4)
- McDowell, F. W., McIntosh, W. C., Farley, K. A., 2005. A precise  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  reference age for the Durango apatite (U-Th)/He and fission-track dating standard. *Chemical Geology*, 214(3-4), 249-263. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2004.10.002>
- McLemore, V.T., 2010. Beryllium resources in New Mexico and adjacent areas: New Mexico Bureau of Geology and Mineral Resources, Open-file Report OF-533, 105p.
- Méary, A., Touray, J. C., Galland, D., Jébrak, M., 1985. Interprétation de l'anomalie en europium des fluorines hydrothermales — Données de la résonance paramagnétique électronique: Application au gîte de fluorine de Montroc (Tarn, France). *Chemical Geology*, 48(1-4), 115-124. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(85\)90039-7](https://doi.org/10.1016/0009-2541(85)90039-7)

## Références bibliographiques

---

- Medina, F., 1991. Superimposed extensional tectonics in the Argana Triassic formations (Morocco), related to the early rifting of the central Atlantic. *Geological Magazine*, 128(5), 525–536.
- Meigs, A. J., Vergés, J., Burbank, D. W., 1996. Ten-million-year history of a thrust sheet. *Geological Society of America Bulletin*, 108(12), 1608–1625. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1996\)108<1608:TMYHOA>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1996)108<1608:TMYHOA>2.3.CO;2)
- Meitner, L., Frisch, O. R., 1939. Disintegration of Uranium by Neutrons: A New Type of Nuclear Reaction. *Nature*, 143(3615), 239–240. <https://doi.org/10.1038/143239a0>
- Michard, A., 1976. *Éléments de géologie marocaine*. Notes et Mém. Serv. Géol., Maroc, no.252, 422 p.
- Michard, A., Ibouh, H., Charrière, A., 2011. Syncline-topped anticlinal ridges from the High Atlas: A Moroccan conundrum, and inspiring structures from the Syrian Arc, Israel. *Terra Nova*, 23(5), 314–323.
- Michard, A., Mokhtari, A., Chalouan, A., Saddiqi, O., Rossi, P., Rjimati, E. C., 2014. New ophiolite slivers in the External Rif belt, and tentative restoration of a dual Tethyan suture in the western Maghrebides. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 185, 313–328.
- Michard, A., Saddiqi, O., Chalouan, A., Lamotte, D. F. D. (Éds.), 2008. *Continental Evolution: The Geology of Morocco: Structure, Stratigraphy, and Tectonics of the Africa-Atlantic-Mediterranean Triple Junction (Vol. 116)*. Springer Berlin Heidelberg. <https://doi.org/10.1007/978-3-540-77076-3>
- Michard, A., Soulaïmani, A., Hoepffner, C., Ouanaïmi, H., Baidder, L., Rjimati, E. C., Saddiqi, O., 2010. The south-western branch of the Variscan Belt: Evidence from Morocco. *Tectonophysics*, 492(1–4), 1–24.
- Milhi, A., Hadri, M., Ettaki, M., Chellai, E. H., 2002. Les formations lithostratigraphiques jurassiques du Haut Atlas central (Maroc): Corrélations et reconstitutions paléogéographiques. Documents des Laboratoires de Géologie, Lyon, n°156, 2002. STRATI 2002. 3ème congrès français de stratigraphie. Lyon, 8-10 juillet 2002. [https://www.persee.fr/doc/geoly\\_0750-6635\\_2002\\_act\\_156\\_1\\_3179](https://www.persee.fr/doc/geoly_0750-6635_2002_act_156_1_3179)
- Missenard, Y., 2006. Le relief des Atlas Marocains: contribution des processus asthénosphériques et du raccourcissement crustal, aspects chronologiques (Doctoral dissertation, Université de Cergy Pontoise).
- Missenard, Y., Taki, Z., de Lamotte, D. F., Benammi, M., Hafid, M., Leturmy, P., Sébrier, M., 2007. Tectonic styles in the Marrakesh High Atlas (Morocco): The role of heritage and mechanical stratigraphy. *Journal of African Earth Sciences*, 48(4), 247–266.
- 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. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 111(B03401). <https://doi.org/10.1029/2005JB003708>
- Möller, P., 1983. Lanthanoids as a geochemical probe and problems in lanthanoid geochemistry. Distribution and behavior of lanthanoids in non-magmatic-phases. In: Sinha, S.P. (ed.) *Systematics and the properties of the Lanthanides*; NATO-ASI, Ser. C., t. 109, p. 561–616.
- Möller, P., 1998. Rare earth elements and yttrium fractionation caused by fluid migration. In: Novak M, Rosenbaum J (eds) *Challenges to chemical geology*. Czech GeolSurv, Vol Referenced Pap MAEGS-10, 9–32.
- Möller, P., Bau, M., 1993. Rare-earth patterns with positive cerium anomaly in alkaline waters from Lake Van, Turkey. *Earth and Planetary Science Letters*, 117(3–4), 671–676. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(93\)90110-U](https://doi.org/10.1016/0012-821X(93)90110-U)
- Möller, P., Morteani, G., 1983. On the geochemical fractionation of rare earth elements during the formation of Ca-minerals and its application to problems of the genesis of ore deposits. In: Augustithis SS (ed) *The significance of trace elements in solving petrogenetic problems and controversies*. Athens, Theophrastus Pub., pp 747– 791.
- Möller, P., Parekh, P.P., Schneider, H.J., 1976. The application of Tb/Ca– Tb/La abundance ratios to problems of fluor spar genesis. *Miner. Depos.* 11, 111–116.
- Möller, P.; Bau, M.; Dulski, P.; Lüders, V., 1998. REE and yttrium fractionation in fluorite and their bearing on fluorite formation. In *Proceedings of the Ninth Quadrennial IAGOD Symposium*; Hagni, R.D., Ed.; Schweizerbart: Stuttgart, Germany; pp. 575–592.
- Monbaron, M., 1985. Carte géologique du Maroc au 1/100 000 Feuille de Beni-Mellal. Notes et Mém. Serv. géol. Maroc, n° 341.
- Moragas, M., Vergés, J., Saura, E., Martín-Martín, J.-D., Messager, G., Merino-Tomé, Ó., SuárezRuiz, I., Razin, P., Grélaud, C., Malaval, M., Joussiaume, R., Hunt, D. W., 2016. Jurassic rifting to post-rift subsidence analysis in the Central

## Références bibliographiques

---

- High Atlas and its relation to salt diapirism. *Basin Research*, 30, 336–362.
- Morel, J.-L., Zouine, E.-M., Andrieux, J., Faure-Muret, A., 2000. Déformations néogènes et quaternaires de la bordure nord haut atlasique (Maroc) : Rôle du socle et conséquences structurales. *Journal of African Earth Sciences*, 30(1), 119-131. [https://doi.org/10.1016/S0899-5362\(00\)00011-7](https://doi.org/10.1016/S0899-5362(00)00011-7).
- Moret, L., 1930. Les ressources minérales et les mines du Maroc français. *Rev. Géogr. Alpine*, 18, 261-301. pp. 261-302. <https://doi.org/10.3406/rga.1930.4530>.
- Mourtada, S., 1997. Pétrogenèse des carbonatites et contribution a' l'étude des minéralisations associées : exemple du complexe alcalin de Tamazert (Haut Atlas marocain). PhD thesis, Université de Clermont-Ferrand, 320 p.
- Moussa, K., 1999. Les minéralisations de fluorine du district de Taourirt : cadre géologique et étude des Inclusions fluides (Maroc Nord Oriental). Thèse de 3ème cycle, Tunisie, Université de Tunis, 240 p.
- Moussaid, B., El-Ouardi, H., Casas-Sainz, A. M., Pocoví, A., Román-Berdiel, T., Oliva-Urcia, B., Ruiz-Martínez, V. C., Villalaín, J. J., 2023. The Geological Setting of the Moroccan High Atlas and Its Plate Tectonics Context. In P. Calvín, A. M. Casas-Sainz, T. Román-Berdiel, & J. J. Villalaín (Éds.), *Tectonic Evolution of the Moroccan High Atlas: A Paleomagnetic Perspective* (p. 1-73). Springer International Publishing. [https://doi.org/10.1007/978-3-031-16693-8\\_1](https://doi.org/10.1007/978-3-031-16693-8_1).

## N

---

- Nash, J.T., Cunningham, C.G., Jr., 1973. Fluid-inclusion studies of the fluorspar and gold deposits, Jamestown district, Colorado: *Economic Geology*, v. 68, p. 1247–1262. <http://dx.doi.org/10.2113/gsecongeo.68.8.1247>.
- Nickel, E. H., 1992. Solid solutions in mineral nomenclature. *Canadian Mineralogist* 30, 231–234.
- Nigon, P., 1988. La fluorine stratiforme de la bordure ouest du Morvan : géologie, géochimie et modélisation : [Thèse de doctorat]: Université d'Orléans, 256 p.
- Nyambok, I.O., Gaciri, S.J., 1975. Geology of the fluorite deposits in Kerio Valley, Kenya: *Economic Geology*, v. 70, p. 299–307. <http://dx.doi.org/10.2113/gsecongeo.70.2.299>.

## O

---

- Oliver, J., 1986. Fluids expelled tectonically from orogenic belts: Their role in hydrocarbon migration and other geologic phenomena. *Geology*, 14(2), 99–102. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1986\)14<99:FETFOB>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1986)14<99:FETFOB>2.0.CO;2).
- Oliver, N.H.S., McLellan, J.G., Hobbs, B.E., Cleverley, J.S., Ord, A., 2006. 100th Anniversary Special Paper: Numerical Models of Extensional Deformation, Heat Transfer, and Fluid Flow across Basement-Cover Interfaces during Basin-Related Mineralization: *Economic Geology*, v. 101, p. 31.
- Olivet J.L., Bonnin J, Beuzart Paul, Auzende, J.M., 1984. Cinématique de l'Atlantique Nord et Central. Publications du Centre National pour l'Exploitation des Océans (CNEXO), Série Rapports scientifiques et techniques, n° 54, 1984 ISSN 0339-2899. <https://archimer.ifremer.fr/doc/00000/7439/>.
- Olsen P.E, Schliche R.W, Fedosh M.S., 1996. 580 ky duration of the Early Jurassic flood basalt event in eastern North America estimated using Milankovitch cyclostratigraphy. in Morales, M. (ed.) *The Continental Jurassic*, Museum of Northern Arizona Bulletin 60, p. 11-22.
- Olsen, P. E., 1997. Stratigraphic record of the early Mesozoic breakup of Pangea in the LaurasiaGondwana rift system. *Annual Reviews of Earth and Planetary Science* v. 25, p. 337-401
- Olsen, P.E., Kent, D.V., Et-Touhami, M., Puffer, J. H., 2003. Cyclo-, magneto-, and biostratigraphic constraints on the duration of the CAMP event and its relationship to the TriassicJurassic boundary, in Hames, W.E., McHone, J.G., Renne, P.R, Ruppel, C. (eds.), *The Central Atlantic Magmatic Province: Insights From Fragments of Pangea*, Geophysical Monograph Series, v. 136, p. 7-32.
- Ouabid, M., Raji, O., Dautria, J.-M., Bodinier, J.-L., Parat, F., El Messbahi, H., Garrido, C. J., Ahechach, Y., 2021. Petrological and geochemical constraints on the origin of apatite ores from Mesozoic alkaline intrusive complexes, Central High-Atlas, Morocco. *Ore Geology Reviews*, 136, 104250. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2021.104250>
- Ouarhache, D., 2002. Sédimentation et volcanismes (effusif et explosif) associés au rifting triasique et infraliasique dans le Moyen Atlas sud-occidental et la Haute Moulouya (Maroc). – Thèse Sci., Univ. Mohammed V, Rabat, 282p.

## Références bibliographiques

---

- Ouarhache, D., Charriere, A., Chalot-Prat, F., El Wart Iti, M., 2000. Sédimentation détritique continentale synchrone d'un volcanisme explosif dans le Trias terminal à Infra-Lias du domaine atlasique (Haute Moulouya, Maroc). *J. Afr. Earth Sci.* 31, 3–4, 555–570.
- Ouarhache, D., Charriere, A., Chalot-prat, F., & Wartiti, M. E., 2012. Triassic to early Liassic continental rifting chronology and process at the southwest margin of the Alpine Tethys (Middle Atlas and High Moulouya, Morocco); correlations with the Atlantic rifting, synchronous and diachronous. *Bulletin de La Société Géologique de France*, 183(3), 233-249. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.183.3.233>
- Ouaskou, M., Charrière, A., Boumir, K., Ouarhache, D., Ferrière, J., Ibouh, H., Feist, M., Oussou, A., Lakbir, M., Ech-charay, K., Haddoumi, H., 2021. Barremian intracontinental rift and Aptian Atlantic transgression in the northern boundary of the Central High Atlas (Morocco). *Journal of African Earth Sciences*, 175, 104094. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2020.104094>
- Oukassou, M., Saddiqi, O., Barbarand, J., Sebti, S., Baidder, L., Michard, A., 2013. Post-Variscan exhumation of the Central Anti-Atlas (Morocco) constrained by zircon and apatite fission-track thermochronology. *Terra Nova*, 25(2), 151-159. <https://doi.org/10.1111/ter.12019>
- Öztürk, H., Altuncu, S., Haniçlı, N., Kasapçı, C., Goodenough, K. M., 2019. Rare earth element-bearing fluorite deposits of Turkey: An overview. *Ore Geology Reviews*, 105, 423-444. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2018.12.021>.
- 
- ## P
- Palencia-Ortas, A., Ruiz-Martínez, V. C., Villalaín, J. J., Osete, M. L., Vegas, R., Touil, A., Hafid, A., McIntosh, G., Van Hinsbergen, D. J. J., Torsvik, T. H., 2011. A new 200 Ma paleomagnetic pole for Africa, and paleo-secular variation scatter from Central Atlantic Magmatic Province (CAMP) intrusives in Morocco (Ighrem and Fom Zguid dykes): Paleomagnetism of CAMP intrusives in Morocco. *Geophysical Journal International*, 185(3), 1220-1234. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2011.05017.x>
- Palmer, D. A. S., Williams-Jones, A. E., 1996. Genesis of the carbonatite-hosted fluorite deposit at Amba Dongar, India; evidence from fluid inclusions, stability isotopes, and whole rock-mineral geochemistry. *Economic Geology*, 91(5), 934-950. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.91.5.934>.
- Palmer, J.R., Hayes, T.S., 1989. Late Cambrian lithofacies and their control on the Mississippi Valley-type mineralizing system in the Ozark Region (extended abs.), in Schindler, K.S., ed., U.S. Geological Survey research on mineral resources, 1989, Fifth Annual V.E. McKelvey Forum on Mineral and Energy Resources: U.S. Geological Survey Circular 1035, p. 51–54.
- Parizot, O., 2021. Expression et âge de la déformation intraplaque au front d'un orogène : du Chevauchement Frontal Nord Pyrénéen à la bordure sud du Massif Central, France [Thèse de doctorat]: Université Paris Saclay, 391 p.
- Parizot, O., Missenard, Y., Barbarand, J., Blaise, T., Benedicto, A., Haurine, F., Sarda, P., 2022. How sensitive are intraplate inherited structures? Insight from the Cévennes Fault System (Languedoc, SE France). *Geological Magazine*, 159(11-12), 2082-2094. <https://doi.org/10.1017/S0016756822000152>
- Parizot, O., Missenard, Y., Haurine, F., Blaise, T., Barbarand, J., Benedicto, A., Sarda, P., 2021. When did the Pyrenean shortening end? Insight from U–Pb geochronology of syn-faulting calcite (Corbières area, France). *Terra Nova*, 33(6), 551-559. <https://doi.org/10.1111/ter.12547>
- Parizot, O., Missenard, Y., Vergely, P., Haurine, F., Noret, A., Delpech, G., Barbarand, J., Sarda, P., 2020. Tectonic Record of Deformation in Intraplate Domains: Case Study of Far-Field Deformation in the Grands Causses Area, France. *Geofluids*, 2020, 1-19. <https://doi.org/10.1155/2020/7598137>
- Partey, F., Lev, S., Casey, R., Widom, E., Lueth, V. W., Rakovan, J., 2009. Source of Fluorite and Petrogenesis of the Rio Grande Rift-Type Barite-Fluorite-Galena Deposits. *Economic Geology*, 104(4), 505-520. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.104.4.505>.
- Paton, C., Hellstrom, J., Paul, B., Woodhead, J., Hergt, J., 2011. Lolite: Freeware for the visualisation and processing of mass spectrometric data. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, 26(12), 2508. <https://doi.org/10.1039/c1ja10172b>
- Pauwels, H., Fouillac, C., Fouillac, A. M., 1993. Chemistry and isotopes of deep geothermal saline fluids in the Upper Rhine Graben: Origin of compounds and water-rock interactions. *Geochimica et cosmochimica acta*, 57(12), 2737-2749. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(93\)90387-C](https://doi.org/10.1016/0016-7037(93)90387-C).

## Références bibliographiques

---

- Pearce, N. J. G., Perkins, W. T., Westgate, J. A., Gorton, M. P., Jackson, S. E., Neal, C. R., Chenery, S. P., 1997. A Compilation of New and Published Major and Trace Element Data for NIST SRM 610 and NIST SRM 612 Glass Reference Materials. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 21(1), 115-144. <https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.1997.tb00538.x>
- Pedersen, R. B., Dunning, G. R., Robins, B., 1989. U—Pb ages of nepheline syenite pegmatites from the Seiland Magmatic Province, N Norway. In R. A. Gayer (Éd.), *The Caledonide Geology of Scandinavia* (p. 3-8). Springer Netherlands. [https://doi.org/10.1007/978-94-009-2549-6\\_1](https://doi.org/10.1007/978-94-009-2549-6_1).
- Pei, Q., Zhang, S., Santosh, M., Cao, H., Zhang, W., Hu, X., Wang, L., 2017. Geochronology, geochemistry, fluid inclusion and C, O and Hf isotope compositions of the Shuitou fluorite deposit, Inner Mongolia, China. *Ore Geology Reviews*, 83, 174-190. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.12.022>.
- Pelch, M.A., 2011. Composition of fluid inclusions from the cave-in-rock bedded-replacement fluorite deposits in the Illinois-Kentucky district. Master's thesis, University of Missouri-Columbia, Columbia, Missouri: 60 p.
- Perez, N. D., Teixell, A., Gómez-Gras, D., Stockli, D. F., 2019. Reconstructing Extensional Basin Architecture and Provenance in the Marrakech High Atlas of Morocco: Implications for Rift Basins and Inversion Tectonics. *Tectonics*, 38(5), 1584-1608. <https://doi.org/10.1029/2018TC005413>.
- Permingeat, F., 1957. Le gisement de molybdène, tungstène et cuivre d'Azegour (Haut Atlas): Etude pétrographique et métallogénique. Notes et mém. SGM, n° 141 (Thèse d'état).
- Person, M., Garven, G., 1992. Hydrologie constraints on petroleum generation within continental rift basins: Theory and application to the Rhine graben. *AAPG bulletin*, 76(4), 468-488. <https://doi.org/10.1306/BDFF883A-1718-11D7-8645000102C1865D>.
- Petit, J-P., Beauchamp, J., 1986. Synsedimentary faulting and paleocurrent patterns in the Triassic sandstones of the High Atlas (Morocco). *Sedimentology*, 33, 817-829.
- Pfaff, K., Romer, R. L., Markl, G., 2009. U-Pb ages of ferberite, chalcedony, agate, « U-mica » and pitchblende: Constraints on the mineralization history of the Schwarzwald ore district. *European Journal of Mineralogy*, 21(4), 817-836. <https://doi.org/10.1127/0935-1221/2009/0021-1944>
- Piccione, G., Rasbury, E. T., Elliott, B. A., Kyle, J. R., Jaret, S. J., Acerbo, A. S., Lanzirotti, A., Northrup, P., Wooton, K., Parrish, R. R., 2019. Vein fluorite U-Pb dating demonstrates post-6.2 Ma rare-earth element mobilization associated with Rio Grande rifting. *Geosphere*, 15(6), 1958-1972. <https://doi.org/10.1130/GES02139.1>
- Piqué, A., 1994. Géologie du Maroc. Les domaines régionaux et leur évolution structurale. Editions PUMAG, Marrakech, 284 pp.
- Piqué, A., 1998. Evolution structurale des domaines atlasiques du Maghreb au MésoCénozoïque ; le rôle des structures héritées dans la déformation du domaine atlasique de l'Afrique du Nord. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 169 : 797-810.
- Piqué, A., 2001. *Geology of Northwest Africa*, 29. Beiträge zur re-gionalen Geologie der Erde, Gebrüder Bornträger, Berlin, Stuttgart.
- Piqué, A., Laville, E., 1995. L'Ouverture initiale de l'Atlantique central. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 166(6), 725-738.
- Piqué, A., Michard, A., 1989. Moroccan Hercynides—A synopsis—The Paleozoic sedimentary and tectonic evolution at the northern margin of West-Africa. *American Journal of Science*, 289(3), 286-330. <https://doi.org/10.2475/ajs.289.3.286>.
- Piqué, A., Soulimani, A., Hoepffner, C., Bouabdelli, M., Laville, E., Amrhar, M., Chalouan, A., 2007. *Géologie du Maroc* (nouvelle édition). Editions GEODE, Marrakech, 287 p.
- Piqué, A., Tricart, P., Guiraud, R., Laville, E., Bouaziz, S., Amrhar, M., 2002. The Mesozoic-Cenozoic Atlas belt (North Africa): An overview. *Geodinamica Acta*, 15(3), 185-208.
- Platt, J.P., Behr, W.M., Johannesen, K., Williams, J.R., 2013. The Betic-Rif arc and its orogenic hinterland: a review. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 41, 313-357.
- Plumlee, G.S., Goldhaber, M.B., Rowan, E.L., 1995. The potential role of magmatic gases in the genesis of Illinois-Kentucky fluorite deposits; implications from chemical reaction path modeling. *Economic Geology*, v. 90, p. 999-1011. <http://dx.doi.org/10.2113/gsecongeo.90.5.999>.

## Références bibliographiques

---

- Plumlee, G.S., Leach, D.L., Hofstra, A.H., Landis, G.P., Rowan, E.L., Viets, J.G., 1994, Chemical reaction path modeling of ore deposition in Mississippi Valley-type Pb-Zn deposits of the Ozark Region, U.S. Midcontinent: *Economic Geology*, v. 89, p. 1361–1383. <http://dx.doi.org/10.2113/gsecongeo.89.6.1361>.
- Pochon, A., Poujol, M., Gloaguen, E., Branquet, Y., Cagnard, F., Gumiaux, C., Gapais, D., 2016. U-Pb LA-ICP-MS dating of apatite in mafic rocks: Evidence for a major magmatic event at the Devonian-Carboniferous boundary in the Armorican Massif (France). *American Mineralogist*, 101(11), 2430–2442. <https://doi.org/10.2138/am-2016-5736>
- Pohl, W.L., 2011. *Economic Geology: Principles and Practice*. Willey Blackwell, Oxford, 663. <https://doi.org/10.1002/9781444394870>.
- Poole, F. G., Perry, W. J., Madrid, R. J., Amaya-Martínez, R., 2005. Tectonic synthesis of the Ouachita-Marathon-Sonora orogenic margin of southern Laurentia: Stratigraphic and structural implications for timing of deformational events and plate-tectonic model. *Geological Society of America Special Papers*, 393, 543–596.
- Pouclet, A., El Hadi, H., Bardintzeff, J.-M., Benharref, M., Fekkak, A., 2017. Devonian to Early Carboniferous magmatic alkaline activity in the Tafilalt Province, Eastern Morocco: An Eovariscan episode in the Gondwana margin, north of the West African Craton. *Journal of African Earth Sciences*, 129, 814–841.
- Prokopyev, I., Kozlov, E., Fomina, E., Doroshkevich, A., Dyomkin, M., 2020. Mineralogy and Fluid Regime of Formation of the REE-Late-Stage Hydrothermal Mineralization of Petyayan-Vara Carbonatites (Vuoriyarvi, Kola Region, NW Russia). *Minerals*, 10(5), 405. <https://doi.org/10.3390/min10050405>.
- Putnis, A., 2009. Mineral Replacement Reactions. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, 70, 87–124.

## R

---

- Rachdi, H., Berrahma, M., Delaloye, M., Faure-Muret, A., Dahmani, M., 1997. Le volcanisme tertiaire du Rekkame (Maroc): Pétrologie, géochimie et géochronologie. *Journal of African Earth Sciences*, 24(3), 259–269. [https://doi.org/10.1016/S0899-5362\(97\)00042-0](https://doi.org/10.1016/S0899-5362(97)00042-0).
- Rachidi, N. R., Nwaila, G. T., Zhang, S. E., Bourdeau, J. E., Ghorbani, Y., 2021. Assessing cobalt supply sustainability through production forecasting and implications for green energy policies. *Resources Policy*, 74, 102423. <https://doi.org/10.1016/j.resourpol.2021.102423>.
- Raddi, Y., Baidder, L., Ait Brahim, L., Michard, A., 2011. La mine de fluorine de Touroug-El Hamda (Ougnat septentrional): Nouveaux Guides Géologiques et Miniers du Maroc. Volume 9 Les Principales Mines Du Maroc: A. Mouttaqi, E.C. Rjimat, L. Maacha, A. Michard, A. Soulaïmani & H. Ibouh eds. Note et Mém. Serv. Géol. N° 564.
- Rajabzadeh, M.A., 2007. A fluid inclusion study of a large MVT barite–fluorite deposit: Komshech, Central Iran. *Iranian Journal of Science & Technology* 31, 73–87.
- Rakus, M., 1994. Les ammonites lotharingiennes du Jbel Bou Hamid (Haut Atlas de Rich, Maroc). *Palaeopelagos, Spec. Publ.*, 1, 299–316.
- Ramamohana Rao, N.V., Rao, N., Surya Prakash Rao, K., Schuiling, R. D., 1993. Fluorine distribution in waters of Nalgonda District, Andhra Pradesh, India. *Geo* 21, 84–89. <https://doi.org/10.1007/BF00775055>.
- Rankin, A. H., Ni, P., Zhou, J., 2003. Fluid inclusion studies on carbonatite dyke and associated quartzite in Bayan Obo, Inner Mongolia, China. *Acta Petrologica Sinica*, 19(2), 297–306.
- Rasbury, E. T., & Cole, J. M., 2009. Directly dating geologic events: U-Pb dating of carbonates. *Reviews of Geophysics*, 47(3), RG3001. <https://doi.org/10.1029/2007RG000246>.
- Redina, A. A., Doroshkevich, A. G., Veksler, I. V., Wohlgemuth-Ueberwasser, C. C., 2021. Fluorite Mineralization Related to Carbonatitic Magmatism in the Western Transbaikalia: Insights from Fluid Inclusions and Trace Element Composition. *Minerals*, 11(11), 1183. <https://doi.org/10.3390/min11111183>
- Redina, A. A., Nikolenko, A. M., Doroshkevich, A. G., Prokopyev, I. R., Wohlgemuth-Ueberwasser, C., Vladykin, N. V., 2020. Conditions for the crystallization of fluorite in the Mushgai-Khudag complex (Southern Mongolia): Evidence from trace element geochemistry and fluid inclusions. *Geochemistry*, 80(4), 125666. <https://doi.org/10.1016/j.chemer.2020.125666>.
- Remmal, T., Chraïbi, I., Mohsine A., El Hatimi, N., 1998. Le lamprophyre d'El Hammam (Maroc central) : un magma hybride contemporain de la minéralisation fluorée. *Bull. Inst. Sci., Rabat*, n°21 (1997-1998), pp. 1-13.

## Références bibliographiques

---

- Renard, S., Pironon, J., Sterpenich, J., Carpentier, C., Lescanne, M., and Gaucher, E.C., 2019. Diagenesis in Mesozoic carbonate rocks in the North Pyrénées (France) from mineralogy and fluid inclusion analysis: Example of Rousse reservoir and caprock: *Chemical Geology*, v. 508, p. 30–46.
- Reyf, F.G., 2004. Immiscible phases of magmatic fluid and their relation to Be and Mo mineralization at the Yermakovka F-Be deposit, Transbaikalia, Russia: *Chemical Geology*, v. 210, nos. 1–4, p. 49–71. <http://dx.doi.org/10.1016/j.chemgeo.2004.06.004>.
- Reyf, F.G., 2008. Alkaline granites and Be (phenakitebertrandite) mineralization—An example of the Orot and Ermakovka deposits: *Geochemistry International*, v. 46, no. 3, p. 213–232. (Originally published in *Geokhimiya*, v. 46, no. 3, p. 243–263). <http://dx.doi.org/10.1134/s0016702908030014>.
- Rhodes, D., Lantos, E.A., Webb, R.J., Owens, D.C., 1984. Pine Point orebodies and their relationship to stratigraphy, structure, dolomitization, and karstification of the Middle Devonian barrier complex: *Economic Geology*, v. 79, p. 991–1054. <http://dx.doi.org/10.2113/gsecongeo.79.5.991>.
- Richards, D. A., Bottrell, S. H., Cliff, R. A., Ströhle, K., Rowe, P. J., 1998. U-Pb dating of a speleothem of Quaternary age. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 62(23-24), 3683–3688. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(98\)00256-7](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(98)00256-7)
- Richardson, C.K., Holland, H.D., 1979a. Fluorite deposition in hydrothermal systems: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 43, p. 1327–1335. [https://doi:10.1016/0016-7037\(79\)90122-4](https://doi:10.1016/0016-7037(79)90122-4).
- Richardson, C.K., Holland, H.D., 1979b. The solubility of fluorite in hydrothermal solutions, an experimental study: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 43, p. 1313–1325. [https://doi:10.1016/0016-7037\(79\)90121-2](https://doi:10.1016/0016-7037(79)90121-2).
- Ricou, L.E., 1994. Tethys reconstructed: paltes, continental fragments and their Boundaries since 260 Ma from Central America to South-eastern Asia. *Geodinamica Acta*, 7(4), 169-218.
- Riedel, W., 1929. Zur Mechanik Geologischer Brucherscheinungen. *Zentral-blatt für Mineralogie, Geologie und Paleontologie B*, 354–368.
- Rimi, A., Zeyen, H., Zarhloule, Y., Correia, A., Carneiro, J., Cherkaoui, T. E., 2008. Structure thermique de la lithosphère à travers la limite des plaques Ibérie - Afrique par modélisation intégrée du flux de chaleur, de la densité et de la topographie le long d'un transect N-S à 3°Ouest. *Bulletin de l'Institut Scientifique, Section Sciences de la Terre*, n°30, Rabat, pp : 29-37.
- Roberts, N. M. W., Rasbury, E. T., Parrish, R. R., Smith, C. J., Horstwood, M. S. A., Condon, D. J., 2017. A calcite reference material for LA-ICP-MS U-Pb geochronology: CALCITE RM FOR LA-ICP-MS U-Pb DATING. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 18(7), 2807-2814. <https://doi.org/10.1002/2016GC006784>
- Roch, E., 1939. Description géologique des montagnes à l'est de Marrakech. *Notes & Mém. Serv. Géol. Maroc*, n°51, 483 p.
- Rochelle-Bates, N., Wood, R., Schröder, S., Roberts, N. M. W., 2022. In situ U–Pb geochronology of Pre-Salt carbonates reveals links between diagenesis and regional tectonics. *Terra Nova*, 34(4), 271-277. <https://doi.org/10.1111/ter.12586>
- Roddaz, M., Brusset, S., Soula, J., Béziat, D., Ben Abbou, M., Debat, P., Driouch, Y., Christophoul, F., Ntarmouchant, A., Déramond, J., 2002. Foreland basin magmatism in the Western Moroccan Meseta and geodynamic inferences. *Tectonics*, 21(5).
- Rodgers, J., 1987. Chains of basement uplifts within cratons marginal to orogenic belts. *American Journal of Science*, 287(7), 661-692. <https://doi.org/10.2475/ajs.287.7.661>
- Roedder, E., 1962. Studies of fluid inclusions; Part 1, Low temperature application of a dualpurpose freezing and heating stage. *Economic Geology*, 57(7), 1045-1061.
- Roedder, E., 1979. Fluid inclusions as samples of ore fluids. In: Barnes, H.L. Ed. , *Geochemistry of Hydrothermal Ore deposits*. 2nd edn. Wiley-Interscience, New York, pp. 684–737.
- Roedder, E., 1984. *Fluid inclusions: An introduction to studies of all types of fluid inclusions, gas, liquid, or melt, trapped in materials from earth and space, and their application to the understanding of geologic processes*. Mineralogical Society of America.
- Rolley, J. P., Etienne, H., 1978. Carte géologique du Maroc au 1/100.000°: Feuille Afourer (Haut Atlas central): notice explicative. Editions du Service géologique du Maroc.

- Rosenbaum, G., Lister, G. S., Duboz, C., 2002. Relative motions of Africa, Iberia and Europe during Alpine orogeny. *Tectonophysics*, 359(1–2), 117–129.
- Roure, F., Swennen, R., Schneider, F., Faure, J., Ferket, H., Guilhaumou, N., Osadetz, K., Robion, P.; Vandeginste, V., 2005. Incidence and Importance of Tectonics and Natural Fluid Migration on Reservoir Evolution in Foreland Fold-and-Thrust Belts. *Oil & gas science and technology*, 60, 67-106. <https://doi.org/10.2516/ogst:2005006>.
- Ruiz, G. M. H., Sebti, S., Negro, F., Saddiqi, O., Frizon De Lamotte, D., Stockli, D., Foeken, J., Stuart, F., Barbarand, J., Schaer, J.-P., 2011. From central Atlantic continental rift to Neogene uplift - western Anti-Atlas (Morocco): From central Atlantic continental rift to Neogene uplift. *Terra Nova*, 23(1), 35-41. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2010.00980.x>
- Rumyantsev, V.N., and Rumyantseva, G.V., 1969. Solubility of slightly soluble compounds in water at higher temperatures and pressures. *Russian Journal of Inorganic Chemistry*, v. 14, p. 855–859.

## S

---

- Sadki, D., 1992. Le Haut-Atlas central (Maroc) ; stratigraphie et paléontologie du Lias supérieur et du Dogger inférieur; dynamique du bassin et des peuplements. Thèse d'Etat, Univ. Cadi Ayyad, Fac. Sci.Marrakech, 312 p.
- Sadki, D., 1996. Le Haut-Atlas central (Maroc). Stratigraphie et paleontologie du Lias Supérieur et du Dogger Inférieur. Dynamique du bassin et des peuplements. *Docum. Lab. Géol. Lyon* 142, 245 p.
- Salardon, R., Carpentier, C., Bellahsen, N., Pironon, J., France-Lanord, C., 2017. Interactions between tectonics and fluid circulations in an inverted hyper-extended basin: Example of mesozoic carbonate rocks of the western North Pyrenean Zone (Chaînons Béarnais, France). *Marine and Petroleum Geology*, 80, 563-586. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2016.11.018>.
- Sallet, R., Moritz, R., Fontignie, D., 2005. The use of vein fluorite as probe for paleofluid REE and Sr–Nd isotope geochemistry: The Santa Catarina fluorite district, southern Brazil. *Chem Geol* 223:227–248.
- Salvan, H., 1984. Les formations évaporitiques du Trias marocain. Problèmes stratigraphiques, paléogéographiques et paléoclimatologiques. *Quelques réflexions. Rev. Géol. dyn. Geogr. phys.*, 25: 187-203.
- Salvi, S., Fontan, F., Monchoux, P., Williams-Jones, A. E., Moine, B., 2000. Hydrothermal Mobilization of High Field Strength Elements in Alkaline Igneous Systems: Evidence from the Tamazeght Complex (Morocco). *Economic Geology*, 95(3), 559–576. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.95.3.559>.
- Sánchez, V., Vindel, E., Martín-Crespo, T., Corbella, M., Cardellach, E., Banks, D., 2009. Sources and composition of fluids associated with fluorite deposits of Asturias (N Spain). *Geofluids*, 9(4), 338-355. <https://doi.org/10.1111/j.1468-8123.2009.00259.x>.
- Sandström, B., Tullborg, E.-L., 2009. Episodic fluid migration in the Fennoscandian Shield recorded by stable isotopes, rare earth elements and fluid inclusions in fracture minerals at Forsmark, Sweden. *Chemical Geology*, 266(3-4), 126-142. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2009.04.019>
- Sar, S., Samuelsson, C., Engström, F., Ökvist, L. S., 2020. Experimental study on the dissolution behavior of calcium fluoride. *Metals*, 10(8), 1–12. <https://doi.org/10.3390/met10080988>.
- Sarih, S., 2008. Géodynamique et transferts sédimentaires gravitaires des bassins liasiques du haut-atlas central (maroc). Thèse doctorat, Université de Bourgogne, Ecole Doctorale 490 E2S, UFR des Sciences de la Terre, 301p.
- Scharrer, M., Reich, R., Fusswinkel, T., Walter, B. F., Markl, G., 2021. Basement aquifer evolution and the formation of unconformity-related hydrothermal vein deposits: LA-ICP-MS analyses of single fluid inclusions in fluorite from SW Germany. *Chemical Geology*, 575, 120260. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2021.120260>.
- Schilling, J., Marks, M. A. W., Wenzel, T., Markl, G., 2009. Reconstruction of magmatic to subsolidus processes in an apaitic system using eudialyte textures and composition: A case study from Tamazeght, Morocco. *The Canadian Mineralogist*, 47(2), 351-365. <https://doi.org/10.3749/canmin.47.2.351>
- Schneider, F., Pagel, M; Hernandez, E., 2004. Basin Modeling in a Complex Area: Example from the Eastern Venezuelan Foothills.
- Schoene, B., Bowring, S. A., 2006. U–Pb systematics of the McClure Mountain syenite: Thermochronological constraints on the age of the <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar standard MMhb. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 151(5), 615-630. <https://doi.org/10.1007/s00410-006-0077-4>

## Références bibliographiques

---

- Schönenberger, J., Köhler, J., Markl, G., 2008. REE systematics of fluorides, calcite and siderite in peralkaline plutonic rocks from the Gardar Province, South Greenland. *Chemical Geology*, 247(1), 16-35. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2007.10.002>.
- Schwinn, G., Markl, G., 2005. REE systematics in hydrothermal fluorite. *Chemical Geology*, 216(3-4), 225-248. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2004.11.012>
- Sebai, A., Feraud, G., Bertrand, H., Hanes, J., 1991.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating and geochemistry of tholeiitic magmatism related to the early opening of the central Atlantic rift, Earth planet. Sci. Lett., 104, 455-472.
- Sébrier, M., Siame, L., Zouine, E. M., Winter, T., Missenard, Y., Leturmy, P., 2006. Active tectonics in the Moroccan High Atlas. *Comptes Rendus Geoscience*, 338(1-2), 65-79.
- Sehrt, M., 2014. Variscan to Neogene long-term landscape evolution at the Moroccan passive continental margin (Tarfaya Basin and western Anti-Atlas). Ph.D Thesis, Heidelberg
- Service géologique du Maroc., 1969. Notes du Service géologique du Maroc. Éditions du Service géologique du Maroc. <https://books.google.co.ma/books?id=qU1RAQAAIAAJ>.
- Service géologique du Maroc., 2018. CARTE GÉOLOGIQUE DU MAROC AU 1/50 000, FEUILLE AYT KHOJMANE. Notes et mémoires du service géologique. N° 592 bis, ISSN 0374-9789.
- Shawe, D.R., ed., 1976, *Geology and resources of fluorine in the United States, with sections by* D.R. Shawe, R.E. Van Alstine, R.G. Worl, A.V. Heyl, R.D. Trace, R.L. Parker, W.R. Griffiths, C.L. Sainsbury, and J.B. Cathcart: U.S. Geological Survey Professional Paper 933, 99 p. <http://pubs.er.usgs.gov/publication/pp933>.
- Sheard, E. R., Williams-Jones, A. E., Heiligmann, M., Pederson, C., Trueman, D. L., 2012. Controls on the Concentration of Zirconium, Niobium, and the Rare Earth Elements in the Thor Lake Rare Metal Deposit, Northwest Territories, Canada. *Economic Geology*, 107(1), 81-104. <https://doi.org/10.2113/econgeo.107.1.81>
- Shepherd, T. J., Rankin, A. H., Alderton, D. H., 1985. A practical guide to fluid inclusion studies. Blackie, 239 p.
- Shivdasan-Gebhardt, P., Hagni, R.D., 2008. Fluorspar deposits at Okorusu, Namibia, with emphasis upon electron microprobe analyses of carbonatite minerals and fluorite fluid inclusion temperatures and salinities, in Australasian Institute of Mining and Metallurgy, Ninth International Conference for Applied Mineralogy. September 8-10, 2008, Brisbane, Queensland, Australia Proceedings: Carlton, Victoria, Australia, Australasian Institute of Mining and Metallurgy, Publication Series no. 8/2008, p. 631-641.
- Shunda, Y., Jiantang, P., Ruizhong, H.U., Xianwu, B.I., Liang, Q.L., Zhaoli, L.I., Xiaomin, L.I., Yan, S., 2008. Characteristics of Rare-Earth Elements (REE), Strontium and Neodymium Isotopes in Hydrothermal Fluorites from the Bailashui Tin Deposit in the Furong Ore Field, Southern Hunan Province, China. *Geochemical Journal*, 27, 342-350.
- Sibson, R. H., 1990. Conditions for fault-valve behaviour. Geological Society, London, Special Publications, 54(1), 15-28. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1990.054.01.02>.
- Simonetti, A., Bell, K. F., 1995. Nd, Pb, and Sr isotope systematics of fluorite at the Amba Dongar carbonatite complex, India; evidence for hydrothermal and crustal fluid mixing. *Economic Geology*, 90, 2018-2027.
- Singh, T., Upadhyay, D., Patel, A. K., Mishra, B., 2022. High MREE-HREE solubility in a carbonatite-derived hydrothermal fluid: Evidence from fluorite-hosted fluid inclusions in the Amba Dongar carbonatite complex, India. *Chemical Geology*, 613, 121162. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2022.121162>.
- Sizaret, S., 2002. *Genèse du Système Hydrothermal à Fluorite-Baryte-Fer de Chaillac, (Indre, France)*. Minéralogie. Thèse, Orléans, France, 270 p.
- Sizaret, S., Chen, Y., Barbanson, L., Henry, B., Camps, P., Marcoux, E., 2006. Crystallisation in flow Part I: paleo-circulation track by texture analysis and magnetic fabrics. *Geophysical Journal International*, Oxford University Press, p. 31.
- Sizaret, S., Marcoux, E., Boyce, A., Jebrak, M., Stevenson, R., Ellam, R., 2009. Isotopic (S, Sr, Sm/Nd, D, Pb) evidences for multiple sources in the Early Jurassic Chaillac F-Ba ore deposit (Indre, France): *Bulletin de la Société Géologique de France*, v. 180, p. 83-94, <https://doi:10.2113/gssgfbull.180.2.83>.
- Sizaret, S., Marcoux, E., Jébrak, M., Touray, J. C., 2004. The Rossignol Fluorite Vein, Chaillac, France: Multiphase Hydrothermal Activity and Intravein Sedimentation. *Economic Geology*, 99(6), 1107-1122. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.99.6.1107>.
- Sláma, J., Košler, J., Condon, D. J., Crowley, J. L., Gerdes, A., Hanchar, J. M., Horstwood, M. S. A., Morris, G. A., Nasdala, L.,

## Références bibliographiques

---

- Norberg, N., Schaltegger, U., Schoene, B., Tubrett, M. N., & Whitehouse, M. J., 2008. Plešovice zircon—A new natural reference material for U–Pb and Hf isotopic microanalysis. *Chemical Geology*, 249(1–2), 1–35. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2007.11.005>.
- Smith, M. P., Campbell, L. S., Kynicky, J., 2015. A review of the genesis of the world class Bayan Obo Fe–REE–Nb deposits, Inner Mongolia, China: Multistage processes and outstanding questions. *Ore Geology Reviews*, 64, 459–476. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2014.03.007>.
- Sośnicka, M., Rddad, L., Kraemer D., 2021. Preliminary fluid inclusion study of fluorite deposits adjacent to the Tamazert alkaline igneous complex, Morocco. The 26th edition European current research on fluid and melt inclusions (International congress e-CROFI). Online, p 33.
- Souhel, A., 1996. Le Mésozoïque dans le Haut Atlas de Béni-Mellal (Maroc). Thèse d'Etat, Univ. Cadi Ayyad, Fac. Sci. Marrakech, 235 p.
- Souhel, A., Bouchouata, A., Chafiki, D., Elhariri, K., Gharib A., 1993. Le Rift atlasique sur la transversale de Beni-Mellal (Haut Atlas central). VI. Essai de synthèse géodynamique. In: 14 International meeting of sedimentology, Marrakech, Abstract. (pp. 305–306). Université de Marrakech.
- Soulaimani, A., Le Corre, Cl., Farazdaq, R., 1997. Déformation hercynienne et relation socle/couverture dans le domaine du Bas-Draâ (Anti-Atlas occidental, Maroc). *Journal of African Earth Sciences*, 24(3), 271–284. [https://doi.org/10.1016/S0899-5362\(97\)00043-2](https://doi.org/10.1016/S0899-5362(97)00043-2)
- Steele-MacInnis, M., & Manning, C. E., 2020. Hydrothermal Properties of Geologic Fluids. *Elements*, 16(6), 375–380. <https://doi.org/10.2138/gselements.16.6.375>
- Steele-MacInnis, M., Lecumberri-Sanchez, P., Bodnar, R.J., 2012. Short note: HokieFlincs\_H2O–NaCl: a Microsoft Excel spreadsheet for interpreting microthermometric data from fluid inclusions based on the PVTX properties of H2O–NaCl. *Comput Geosci* 49:334–337. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2012.01.022>.
- Stefánsson, A., Bénézech, P., Schott, J., 2013. Carbonic acid ionization and the stability of sodium bicarbonate and carbonate ion pairs to 200°C - A potentiometric and spectrophotometric study. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 120, 600–611. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2013.04.023>.
- Sterner, S. M., Hall, D. L., Bodnar, R. J., 1988. Synthetic fluid inclusions. V. Solubility relations in the system NaCl–KCl–H2O under vapor-saturated conditions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 52(5), 989–1005. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(88\)90254-2](https://doi.org/10.1016/0016-7037(88)90254-2)
- Stoffel, B., Appold, M.S., Wilkinson, J.J., McClean, N.A., Jeffries, T.E., 2008. Geochemistry and evolution of Mississippi Valley-type mineralizing brines from the Tri-State and Northern Arkansas districts determined by LA-ICP-MS microanalysis of fluid inclusions: *Economic Geology*, v. 103, p. 1411–1435. <http://dx.doi.org/10.2113/gsecongeo.103.7.1411>.
- Strong, D.F., Fryer, B.J., Kerrich, R., 1984. Genesis of the St. Lawrence fluorite deposits as indicated by fluid inclusion, rare earth element, and isotopic data: *Economic Geology*, v. 79, p. 1142–1158. <http://dx.doi.org/10.2113/gsecongeo.79.5.1142>.
- Strübel, G., 1965. Quantitative Untersuchungen über die hydrothermale Löslichkeit von Flußspat (CaF<sub>2</sub>). *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Monatshefte*, 1965, 83–95.
- Strübel, G., Schaefer, B., 1975. Experimentelle untersuchungen zur hydrothermalen löslichkeit von florite im system CaF<sub>2</sub>–NaCl–H<sub>2</sub>O, in *Geochemie der Lagerstättenbildung und-prospektion*, Karlsruhe.
- Strzerzynski, P., Lenoir, L., Bessin, P., Bouat, L., 2020. Brittle tectonics and fluids overpressure during the early stage of the Bay of Biscay opening in the Jard-sur-Mer area, (northern Aquitaine Basin, France): *BSGF - Earth Sciences Bulletin*, v. 191, p. 38. <https://doi:10.1051/bsgf/2020025>.
- Studer, M. A., 1987. Tectonique et pétrographie des roches sédimentaires, éruptives et métamorphiques de la région de Tounfite-Tirrhist (Haut Atlas central mésozoïque, Maroc). Ed. du Service géologique. Ed. du Service géologique, 133.
- Studer, M., Du Dresnay, R., 1980. Déformations synsédimentaires en compression pendant le Lias supérieur et le Dogger au Tizi n'Irhil (Haut Atlas central de Midelt, Maroc). - *Bull. Soc. géol. France* (7), 22/3, 391–397.
- Sun, S.S., McDonough, W. F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In *Magmatism in Ocean Basins*. Vol. 42 (eds. A. D. Saunders and M. J. Norry).

Geological Society, London, Special Publications, pp. 313-345.

## T

---

- Tabuce, R., Adnet, S., Cappetta, H., Noubhani, A., Quilleveré, F., 2005. Aznag (bassin d'Ouarzazate, Maroc), nouvelle localité à sélaciens et mammifères de l'Eocène moyen (Lutétien) d'Afrique. *Bulletin de la Société géologique de France*, 176(4), pp. 381-400.
- Tahiri, A., Montero, P., El Hadi, H., Martínez Poyatos, D., Azor, A., Bea, F., Simancas, J. F., González Lodeiro, F., 2010. Geochronological data on the Rabat–Tiflet granitoids: Their bearing on the tectonics of the Moroccan Variscides. *Journal of African Earth Sciences*, 57(1-2), 1-13. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2009.07.005>
- Tan, S.-C., Zhou, J.-X., Li, B., Zhao, J.-X., 2017. In situ Pb and bulk Sr isotope analysis of the Yinchanggou Pb-Zn deposit in Sichuan Province (SW China): Constraints on the origin and evolution of hydrothermal fluids. *Ore Geology Reviews*, 91, 432-443. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2017.09.012>
- Tapponnier, P., 1977. Evolution tectonique du système alpin en Méditerranée; poinçonnement et écrasement rigide-plastique. *Bulletin de la Société Géologique de France*, S7-XIX(3), 437-460. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.S7-XIX.3.437>
- Tavani, S., Storti, F., Lacombe, O., Corradetti, A., Muñoz, J. A., Mazzoli, S., 2015. A review of deformation pattern templates in foreland basin systems and fold-and-thrust belts: Implications for the state of stress in the frontal regions of thrust wedges. *Earth-Science Reviews*, 141, 82-104. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2014.11.013>
- Teixell, A., Arboleya, M.L., Julivert, M., Charroud, M., 2003. Tectonics shortening and topography of the Central High Atlas (Morocco). *Tectonics*, vol. 22, 1051. <https://doi.org/10.1029/2002TC001460>.
- Teixell, A., Ayarza, P., Tesón, E., Babault, J., Alvarez-Lobato, F., Charroud, M., Julivert, M., Barbero, L., Amrhar, M., Arboleya, M. L., 2007. Geodinámica de las cordilleras del Alto Medio Atlas: Síntesis de los conocimientos actuales. *Revista De La Sociedad Geológica De España*, 20, 119–135.
- Teixell, A., Ayarza, P., Zeyen, H., Fernandez, M., Arboleya, M.-L., 2005. Effects of mantle upwelling in a compressional setting: The Atlas Mountains of Morocco. *Terra Nova*, 17(5), 456-461. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2005.00633.x>
- Temple, A.K., Grogan, R.M., 1963. Manto deposits of fluor spar, northern Coahuila, Mexico: *Economic Geology*, v. 58, p. 1037–1053. <http://dx.doi.org/10.2113/gsecongeo.58.7.1037>.
- Teng, H.C., Strong, D.R., 1976. Geology and geochemistry of the St. Lawrence peralkaline granite and associated fluorite deposits, southeast Newfoundland: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 13, no. 10, p. 1374–1385. <http://dx.doi.org/10.1139/e76-142>.
- Tera, F., Wasserburg, G. J., 1972. U-Th-Pb systematics in three Apollo 14 basalts and the problem of initial Pb in lunar rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, 14(3), 281-304. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(72\)90128-8](https://doi.org/10.1016/0012-821X(72)90128-8)
- Tesón, E., Teixell, A., 2008. Sequence of thrusting and syntectonic sedimentation in the eastern Sub-Atlas thrust belt (Dadès and Mgoun valleys, Morocco). *International Journal of Earth Sciences*, 97, 103–113.
- Thomas, R. J., Chevallier, L. P., Gresse, P. G., Harmer, R. E., Eglington, 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(1-2), 1-57. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(02\)00075-X](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(02)00075-X)
- Thomson, S. N., Gehrels, G. E., Ruiz, J., Buchwaldt, R., 2012. Routine low-damage apatite U-Pb dating using laser ablation-multicollector-ICPMS: APATITE LA-MC-ICPMS U-PB DATING. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 13(2), n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2011GC003928>
- Tisserant, D., Thuizat, R., Agard, J., 1976. Données géochronologiques sur le complexe de roches alcalines du Tamazeght (Haut Atlas de Midelt, Maroc). *Bureau des recherches géologiques et minière bulletin*, 2 : p. 279–283. (Cf. p. 23).
- Tornos, F., Casquet, C., Locutura, J., Collado, R., 1991. Fluid inclusion and geochemical evidence for fluid mixing in the genesis of Ba-F (Pb-Zn) lodes of the Spanish Central System. *Mineralogical Magazine*, 55(379), 225-234. <https://doi.org/10.1180/minmag.1991.055.379.11>.
- Torres-López, S., Casas, A.M., Villalaín, J.J., Moussaid, B., Ruiz Martínez, V.C., El-Ouardi, H., 2018. Evolution of theridges of Midelt-Errachidia section in the High Atlas revealed by Paleomagnetic data. *Tectonics*, vol. 37(9), pp. 3018-3040. <https://doi.org/10.1029/2017TC004936>.

## Références bibliographiques

---

- Torres-López, S., Villalain, J. J., Casas, A. M., Ouardi, H. E., Moussaid, B., Ruiz-Martínez, V. C., 2014. Widespread Cretaceous secondary magnetization in the High Atlas (Morocco). A common origin for the Cretaceous remagnetizations in the western Tethys? *Journal of the Geological Society*, 171(5), 673–687.
- Tóth, J., 2009. *Gravitational Systems of Groundwater Flow: Theory, Evaluation, Utilization*. Cambridge: Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511576546>.
- Touray, J.C., 1969. Inclusions secondaires dans la fluorine de Jbel Tirremi. *Notes de Service de Géologie du Maroc*, t. 29, 213, p.181.
- Tuttle, O.F., Gittins, Y. (Editors). 1966. *Carbonatites*. Intersciences, John Wiley and Sons, Bungary, Suffolk, 591 pp.

## U

---

- U.S.Geological Survey., 2018. Mineral commodity summaries. U.S. Geological Survey, 200, <https://doi.org/10.3133/70194932>.
- U.S. Geological Survey, 2022. Mineral commodity summaries 2022: U.S. Geological Survey, 202 p., <https://doi.org/10.3133/mcs2022>.
- U.S. Geological Survey, 2023. Mineral commodity summaries 2023: U.S. Geological Survey, 210 p., <https://doi.org/10.3133/mcs2023>.

## V

---

- Van Alstine, R.E., 1944. The fluorspar deposits of St. Lawrence, Newfoundland: *Economic Geology*, v. 39, p. 109–132. <http://dx.doi.org/10.2113/gsecongeo.39.2.109>.
- Van Alstine, R.E., Schruben, P.G., 1980. *Fluorspar Resources of Africa*. United States Government Printing Office. Washington, No. 1487.
- Van den Kerkhof, A. M., 1988. The system CO<sub>2</sub>-CH<sub>4</sub>-N<sub>2</sub> in fluid inclusions: theoretical modelling and geological applications.
- Van den Kerkhof, A. M., Hein, U. F., 2001. Fluid inclusion petrography. *Lithos*, 55(1-4), 27–47. [https://doi.org/10.1016/s0024-4937\(00\)00037-2](https://doi.org/10.1016/s0024-4937(00)00037-2).
- Van Houten, F.B., 1977. Triassic Liassic deposits of Morocco and eastern North America: Comparison. *Amer. Assoc.PetroleumGeol. Bull.*, vol. 61, p. 79-99.
- Vaniman, D. T., Chipera, S. J., 1996. Paleotransport of lanthanides and strontium recorded in calcite compositions from tuffs at Yucca Mountain, Nevada, USA. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60(22), 4417-4433. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(96\)00227-X](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(96)00227-X)
- Verati, C., Rapaille, C., Fraud, G., Marzoli, A., Bertrand, H., Youbi, N., 2007. 40Ar/39Ar ages and duration of the Central Atlantic Magmatic Province volcanism in Morocco and Portugal and its relation to the Triassic–Jurassic boundary. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 44, 308–325.
- Vergés, J., Millán, H., Roca, E., Muñoz, J. A., Marzo, M., Cirés, J., Bezemer, T. D., Zoetemeijer, R., Cloetingh, S., 1995. Eastern Pyrenees and related foreland basins: Pre-, syn- and post-collisional crustal-scale cross-sections. *Marine and Petroleum Geology*, 12(8), 903-915. [https://doi.org/10.1016/0264-8172\(95\)98854-X](https://doi.org/10.1016/0264-8172(95)98854-X)
- Vermeesch, P., 2018. IsoplotR: A free and open toolbox for geochronology. *Geoscience Frontiers*, 9(5), 1479-1493. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2018.04.001>
- Viets, J.G., Hofstra, A.H., Emsbo, P., 1997. Solute compositions of fluid inclusions in sphalerite from North American and European Mississippi Valley-type ore deposits; ore fluids derived from evaporated seawater, in Sangster D.F., ed., *Carbonate-hosted lead-zinc deposits— [Society of Economic Geologists] 75th anniversary volume: Society of Economic Geologists Special Publication no. 4*, p. 465–482.
- Vochten, R.F.C., Geys, J.F., 1977. Solid inclusions in a fluorite variety from the Wölsendorfer Range (Bavaria, Fed. Rep. Germany). *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 57, 23-30.

### W

---

- Walter, B. F., Gerdes, A., Kleinhanns, I. C., Dunkl, I., Von Eynatten, H., Kreissl, S., Markl, G., 2018. The connection between hydrothermal fluids, mineralization, tectonics and magmatism in a continental rift setting: Fluorite Sm-Nd and hematite and carbonates U-Pb geochronology from the Rhinegraben in SW Germany. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 240, 11-42. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2018.08.012>
- Wang, L.-X., Marks, M. A. W., Wenzel, T., Markl, G., 2016. Halogen-Bearing Minerals From the Tamazeght Complex (Morocco): Constraints On Halogen Distribution and Evolution In Alkaline To Peralkaline Magmatic Systems. *The Canadian Mineralogist*, 54(6), 1347-1368. <https://doi.org/10.3749/canmin.1600007>.
- Warme, J. E., 1988. Jurassic carbonate facies of the Central High Atlas rift, Morocco. In: V. Jacobshagen (Ed.), *The atlas system of Morocco. Studies on its geodynamic evolution in postpaleozoic times. Lecture Notes in Earth Sciences* (Vol. 15, pp. 169–199).
- Warme, J.-E., 1989. Evolution of the Jurassic High-Atlas Rift, Morocco Transtension, structural and Eustatic controls on carbonate facies. *Tectonic Inversion. Guidebook, AAPG Field Seminar, 24 Sept. to October 1989. Colorado School of Mines, Golden, Colorado: 332 p., Publication number 9*
- Wenz, Z. J., Appold, M. S., Shelton, K. L., Tesfaye, S., 2012. Geochemistry of Mississippi Valley-type mineralizing fluids of the Ozark Plateau: A regional synthesis. *American Journal of Science*, 312(1), 22-80. <https://doi.org/10.2475/01.2012.02>.
- Westphal, M., Montigny, R., Thuizat, R., Bardou, C., Bossert, A., Hamzeh, R., Rolley, J.P., 1979. Paléomagnétisme et datation du volcanisme permien, triasique et crétacé du Maroc. *Canadian Journal of Earth Sciences* 16 (11), 2150–2164.
- Wiedenbeck, M., Allé, P., Corfu, F., Griffin, W. L., Meier, M., Oberli, F., Quadt, A. V., Roddick, J. C., Spiegel, W., 1995. Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 19(1), 1-23. <https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.1995.tb00147.x>
- Wildi, W., 1983. La chaîne tello-rifaine (Algérie, Maroc, Tunisie): Structure, stratigraphie et évolution du Trias au Miocène. *Revue de Géologie Dynamique et de Géographie Physique*, 24, 201–297.
- Wilson, M., Bianchini, G., 1999. Tertiary-Quaternary magmatism within the Mediterranean and surrounding regions. *Geological Society, London, Special Publications*, 156(1), 141-168. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1999.156.01.09>
- Wilson, M., Downes, H., 1991. Tertiary—Quaternary Extension-Related Alkaline Magmatism in Western and Central Europe. *Journal of Petrology*, 32(4), 811-849. <https://doi.org/10.1093/petrology/32.4.811>
- Wilson, M., Downes, H., 2006. Tertiary-Quaternary intra-plate magmatism in Europe and its relationship to mantle dynamics. *Geological Society, London, Memoirs*, 32(1), 147-166. <https://doi.org/10.1144/GSL.MEM.2006.032.01.09>
- Wood, J. R., Hewett, T. A., 1982. Fluid convection and mass transfer in porous sandstones—A theoretical model. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 46(10), 1707-1713. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(82\)90111-9](https://doi.org/10.1016/0016-7037(82)90111-9).
- Wood, S.A., 1990a. The aqueous geochemistry of the rare-earth elements and yttrium. (1). Review of available low temperature data for inorganic complexes and the inorganic REE speciation of natural waters. *Chem Geol* 82:159–186.
- Wood, S.A., 1990b. The aqueous geochemistry of the rare-earth elements and yttrium. (2). Theoretical predictions of speciation in hydrothermal solutions to 350°C at saturation water vapor pressure. *Chem Geol* 88:99–125.
- Woodhead, J. D., Horstwood, M. S. A., Cottle, J. M., 2016. Advances in Isotope Ratio Determination by LA-ICP-MS. *Elements*, 12(5), 317-322. <https://doi.org/10.2113/gselements.12.5.317>
- Wyckoff, R. W. G., 1963. *Crystal Structures - Volume 1, Edition 2*. Interscience Publishers. 467 p.

### X

---

- Xu, C., Taylor, R. N., Li, W., Kynicky, J., Chakhmouradian, A. R., Song, W., 2012. Comparison of fluorite geochemistry from REE deposits in the Panxi region and Bayan Obo, China. *Journal of Asian Earth Sciences*, 57, 76-89. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2012.06.007>.

### Y

---

- Yaagoub, D., Hinaje, S., El Ouaragli, B., El Fartati, M., Gharmane, Y., Amrani, S., Ouhssaine, A., Elabouyi, M., 2021. Reconstruction of Mesozoic paleostress associated with the tectonosedimentary evolution of the basins bordering the Aouli inlier (Upper Moulouya, Morocco). *Arabian Journal of Geosciences*, 14(8), 1–21
- Yaagoub, D., Hinaje, S., El Fartati, M., Gharmane, Y., Amrani, S., 2022. Cenozoic tectono-sedimentary evolution of the Upper Moulouya continental basins (Moroccan Atlas system): Insights from lithostratigraphy, structural analysis and paleostress reconstruction. *Journal of African Earth Sciences*, 196, 104690. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2022.104690>
- Yan, H., Ding, X., Ling, M., Li, C., Harlov, D. E., Sun, W., 2021. Three late-Mesozoic fluorite deposit belts in southeast China and links to subduction of the (paleo-) Pacific plate. *Ore Geology Reviews*, 129, 103865. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2020.103865>
- Yang, F., Wang, G., Cao, H., Li, R., Tang, L., Huang, Y., Zhang, H., Xue, F., Jia, W., Guo, N., 2017. Timing of formation of the Hongdonggou Pb-Zn polymetallic ore deposit, Henan Province, China: Evidence from Rb-Sr isotopic dating of sphalerites. *Geoscience Frontiers*, 8(3), 605–616. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2016.06.001>
- Ye, X., Bai, F., 2022. Spectral Characteristics, Rare Earth Elements, and Ore-Forming Fluid Constrains on the Origin of Fluorite Deposit in Nanlishu, Jilin Province, China. *Minerals*, 12(10), 1195. <https://doi.org/10.3390/min12101195>.

### Z

---

- Zemri, O., Bouabdellah, M., Jébrak, M., Klügel, A., Sadequi, M., Gaouzi, A., Maacha, L., 2015. Geology and REE geochemistry of the El Hammam REE-rich fluorite deposit (Central Meseta, Morocco). In *Proceedings of the 13th SGA meeting*, 1679–1682.
- Zemri, O., 2019. Minéralogie, inclusions fluides et géochimie isotopique (C, O, Sr) des minéralisations filoniennes à terres rares et fluorine du district d'El Hammam (Maroc Central) : un exemple de district hybride en contexte de relâchement orogénique hercynien. PhD thesis. Université Mohammed Premier, 236 p.
- Zeyen, H., Ayarza, P., Fernández, M., Rimi, A., 2005. Lithospheric structure under the western African-European plate boundary: A transect across the Atlas Mountains and the Gulf of Cadiz: ATLAS-GULF OF CADIZ LITHOSPHERE. *Tectonics*, 24(2), n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2004TC001639>
- Zhang, W., Guan, P., Jian, X., Feng, F., Zou, C., 2014. In situ geochemistry of Lower Paleozoic dolomites in the northwestern Tarim basin: Implications for the nature, origin, and evolution of diagenetic fluids: *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, v. 15, p. 2744–2764, doi:10.1002/2013GC005194.
- Zheng, Y.F., 1999. Oxygen isotope fractionation in carbonate and sulfate minerals. *Geochem. J.* 33, 109–126. <https://doi.org/10.2343/geochemj.33.109>.
- Ziegler, P. A., Cloetingh, S. A. P. L., Van Wees, J. D., 1995. Dynamics of intraplate-compressional basin deformation: the Alpine foreland and other examples. *Tectonophysics*, 252, 7–59.
- Zizi, M., 2002. Triassic-Jurassic extensional systems and their neogene reactivation in northern Morocco; the Rides Prérifaines and Guercif Basin. *Notes Mém. Serv. Géol. Maroc*, 146, 1–138.
- Zühlke, R., Bouaouda, M. S., Ouajhain, B., Bechstädt, T., Leinfelder, R., 2004. Quantitative Meso-/Cenozoic development of the eastern central Atlantic continental shelf, western High Atlas, Morocco. *Marine and Petroleum Geology*, 21(2), 225–276.



# **ANNEXES**

---

## Annexe 1 : Appendix B- Article 1, Supplementary Data

Achmani, J., Blaise, T., Chraïbi, I., Barbarand, J., Brigaud, B., & Bounajma, H. (2023). The origin of fluorite deposits in the Bou-Izourane district (Central High Atlas of Morocco) and its relationships with the Tamazeght magmatic complex. *Ore Geology Reviews*, 160, 105596. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2023.105596>

Ore Geology Reviews 160 (2023) 105596



Contents lists available at [ScienceDirect](https://www.sciencedirect.com)

Ore Geology Reviews

journal homepage: [www.elsevier.com/locate/oregeorev](http://www.elsevier.com/locate/oregeorev)



### The origin of fluorite deposits in the Bou-Izourane district (Central High Atlas of Morocco) and its relationships with the Tamazeght magmatic complex

Jamal Achmani<sup>a,b,\*</sup>, Thomas Blaise<sup>a</sup>, Ilham Chraïbi<sup>b</sup>, Jocelyn Barbarand<sup>a</sup>, Benjamin Brigaud<sup>a</sup>, Hassan Bounajma<sup>c</sup>

<sup>a</sup> Université Paris-Saclay, CNRS, GEOPS, 91405 Orsay, France

<sup>b</sup> Laboratoire de Géosciences, Géo-environnement et Prospection Minière et Hydrique, Département de Géologie, Faculté des Sciences, Université Mohammed Premier, Oujda, Morocco

<sup>c</sup> Division exploration minière, Compagnie Minière de Touissit, Morocco

---

Supplementary Table S1. Sampling location and description of the samples from the Bou-Izourane fluorite district

Supplementary Table S2. LA-ICP-MS elemental composition data of fluorite from different sites in the Bou-Izourane district

Supplementary Table S3. LA-ICP-MS elemental composition data of calcite from different sites in the Bou-Izourane district

Supplementary Table S4. ICP-MS elemental composition data of the host rocks in the Bou-Izourane fluorite district

Supplementary Table S5. LA-ICP-MS elemental composition data of PP16 sample from Pierre-Perthuis

Supplementary Table S6. LA-ICP-MS elemental composition data of MACS3 sample

Supplementary Table S7. LA-ICP-MS parameters of fluorite elemental composition

Supplementary Table S8. LA-ICP-MS parameters of calcite elemental composition

Table S1: Lieu d'échantillonnage et description des échantillons du district de fluorite de Bou-Izourane.

Samples	Mineral	Locality	GPS coordinates	Mode of occurrence	Sampling position	Host rock	Description (Appearance and texture)
BZ1	Fluorite (FBZ1) Calcite (CBZ1)	Bou-Izourane	Long: 4°36'57.9"W Lat: 32°30'2.2"N	N50-80 Vein	Vein periphery	Liassic limestone	Coarse-grain light purple brecciated fluorite associated with white calcite
BZ2	Fluorite (FBZ2) Calcite (CBZ2)	Bou-Izourane	Long: 4°36'57.9"W Lat: 32°30'2.2"N	N50-80 Vein	Vein center	Liassic limestone	Coarse-grain light purple brecciated fluorite associated with white calcite
BZ3	Fluorite (FBZ3) Calcite (CBZ3)	Bou-Izourane	Long: 4°37'24"W Lat: 32°29'54.4"N	N20 Vein	Vein periphery	Liassic limestone	Coarse-grain light purple brecciated fluorite associated with white calcite
BZ4	Fluorite (FBZ4) Calcite (CBZ4)	Bou-Izourane	Long: 4°37'24"W Lat: 32°29'54.4"N	N20 Vein	Vein center	Liassic limestone	Coarse-grain light purple brecciated fluorite associated with white calcite
BZ5	Fluorite (FBZ5) Calcite (CBZ5)	Bou-Izourane	Long: 4°37'0.2"W Lat: 32°30'5.7"N	N50-80 Vein	Vein center	Liassic limestone	Coarse-grain light purple brecciated fluorite associated with white calcite
BZG1	Fluorite (FBZG1) Calcite (CBZG1)	Bou-Izourane	Long: 4°37'23.8"W Lat: 32°29'54.7"N	Karstic cavity in mining cave 1	Mineralizati on center	Liassic limestone	Coarse-grain light purple brecciated fluorite associated with white calcite
BZG2	Fluorite (FBZG2) Calcite (CBZG2)	Bou-Izourane	Long: 4°37'23.7"W Lat: 32°29'54.8"N	Strata-bound joint in mining cave 2	Mineralizati on center	Liassic limestone	Coarse-grain light purple brecciated fluorite associated with white calcite
BZG3	Fluorite (FBZG3) Calcite (CBZG3)	Bou-Izourane	Long: 4°37'23.6"W Lat: 32°29'54.8"N	Strata-bound joint in mining cave 3	Mineralizati on center	Liassic limestone	Coarse-grain light purple brecciated fluorite associated with white calcite
TK1	Fluorite (FTK1) Calcite (CTK1)	Takkat	Long: 4°36'15.1"W Lat: 32°30'27.2"N	N20 Vein	Vein periphery	Liassic limestone	Coarse-grain light purple brecciated fluorite associated with white calcite

Table S1: Suite.

Samples	Mineral	Locality	GPS coordinates	Mode of occurrence	Sampling position	Host rock	Description (Appearance and texture)
TK2	Fluorite (FTK2) Calcite (CTK2)	Takkat	Long: 4°36'15.1"W Lat: 32°30'27.2"N	N20 Vein	Vein center	Liassic limestone	Coarse-grain light purple brecciated fluorite associated with white calcite
TK3	Fluorite (FTK3) Calcite (CTK3)	Takkat	Long: 4°36'15.1"W Lat: 32°30'27.2"N	N20 Vein	Vein periphery	Liassic limestone	Coarse-grain light purple brecciated fluorite associated with white calcite
TK5	Fluorite (FTK5) Calcite (CTK5)	Takkat	Long: 4°36'14"W Lat: 32°30'15"N	N120 Vein	Vein center	Liassic limestone	Coarse-grain light purple brecciated fluorite associated with white calcite
BK1	Fluorite (FBK1) Calcite (CBK1)	Bou-Kharouba	Long: 4°35'37.4W Lat: 32°30'5.9"N	N120 Vein	Vein center	Liassic limestone	Colourless to light purple brecciated fluorite associated with white calcite
BK2	Fluorite (FBK2) Calcite (CBK2)	Bou-Kharouba	Long: 4°35'44.3W Lat: 32°30'9.4"N	N120 Vein	Vein center	Liassic limestone	Colourless to light purple brecciated fluorite associated with white calcite
BK2	Fluorite (FBK2) Calcite (CBK2)	Bou-Kharouba	Long: 4°35'44.3W Lat: 32°30'9.4"N	N120 Vein	Vein center	Liassic limestone	Colourless to light purple brecciated fluorite associated with white calcite
TA2	Fluorite (FTA2) Calcite (CTA2)	Tabja	Long: 4°41'14.4"W Lat: 32°30'12.7"N	N50-80 Vein	Vein periphery	Liassic limestone	Medium-grain purple fluorite associated with coarse-grain greenish-white calcite
TA3	Fluorite (FTA3) Calcite (CTA3)	Tabja	Long: 4°41'16.9"W Lat: 32°30'15.2"N	N20 Vein	Vein center	Liassic limestone	Medium-grain purple fluorite associated with coarse-grain greenish-white calcite

Table S1: Suite.

Samples	Mineral	Locality	GPS coordinates	Mode of occurrence	Sampling position	Host rock	Description (Appearance and texture)
TAC1	Fluorite (FTAC1)	Tabja	Long: 4°41'15"W Lat: 32°30'12"N	Karstic cavity	Mineralizati on center	Liassic limestone	Purple fluorite with light grey-green patches, representing silicification of fluorite
TAC2	Fluorite (FTAC2)	Tabja	Long: 4°41'15"W Lat: 32°30'12"N	Karstic cavity	Cavity periphery	Liassic limestone	Purple fluorite with light grey-green patches, representing silicification of fluorite
TM1	Fluorite (FTM1) Calcite (CTM1)	Tamazeght	Long: 4°42'30.4"W Lat: 32°32'43.8"N	Karstic cavity	Cavity periphery	Skarn	Coarse-grain well-crystallized lilac-purple fluorite associated with small-grain white calcite
TM2	Fluorite (FTM2) Calcite (CTM2)	Tamazeght	Long: 4°42'30.1"W Lat: 32°32'44.2"N	Karstic cavity	Cavity center	Skarn	Coarse-grain well-crystallized lilac-purple fluorite associated with small-grain white calcite
TM3	Fluorite (FTM3) Calcite (CTM3)	Tamazeght	Long: 4°42'30.2"W Lat: 32°32'44.5"N	Karstic cavity	Cavity periphery	Skarn	Coarse-grain well-crystallized lilac-purple fluorite associated with small-grain white calcite
MG 1	Fluorite (FMG1)	Meghsan	Long: 4°40'16"W Lat: 32°31'41"N	N50-80 Vein	Vein periphery	Syenite	Dark purple fetid fluorite cubes 'antozonite-type'
MG 2	Fluorite (FMG2)	Meghsan	Long: 4°40'16"W Lat: 32°31'41"N	N50-80 Vein	Vein center	Syenite	Dark purple fetid fluorite cubes 'antozonite-type'

Table S1: Suite.

Samples	Mineral	Locality	GPS coordinates	Mode of occurrence	Sampling position	Host rock	Description (Appearance and texture)
BM1	Fluorite (FBM1) Calcite (CMB1)	Bou- Imtessene	Long : 4°42'30 "W Lat : 32°30'24 "N	N120 Stockwork	Mineralization center	Syenite	Stockwork, breccia with relics of host rocks in lilac-purple fluorite matrix crossed by calcite veinlets
BM3	Fluorite (FBM3) Calcite (CMB3)	Bou- Imtessene	Long: 4°42'30"W Lat: 32°30'24"N	N120 Stockwork	Mineralization periphery	Syenite	Stockwork, breccia with relics of host rocks in lilac-purple fluorite matrix crossed by calcite veinlets
BM2	Fluorite (FBM2) Calcite (CMB2)	Bou- Imtessene	Long: 4°42'23"W Lat: 32°30'33"N	N50-80 Stockwork	Mineralization center	Skarn	Purple spots fluorite disseminated in the skarns associated with white calcite

Table S1: Lieu d'échantillonnage et description des roches encaissantes de la minéralisation fluorées dans la région de Bou-Izourane.

Samples	Rock	Locality	GPS coordinates	Mode of occurrence	Description (Appearance and texture)
TC-1	Carbonatite	Issali Igban	Long: 4°40'20"W Lat: 32°33'33"N	Dyke, vein	Fine-grained white carbonatites (sövite) crosscutting Liassic limestone formations
TC-2	Carbonatite	Issali Igban	Long: 4°40'12"W Lat: 32°33'35"N	Dyke, vein	Fine-grained white carbonatites (sövite) crosscutting Liassic limestone formations
TC-3	Carbonatite	Issali Igban	Long: 4°40'10"W Lat: 32°33'38"N	Dyke, vein	Fine-grained white carbonatites (sövite) crosscutting Liassic limestone formations
TSY-1	Syenite	Bou-Imtessene	Long: 4°42'30"W Lat: 32°30'30"N	Pluton, cupola	Medium to coarse grained texture syenite
TSY-2	Syenite	Bou-Imtessene	Long: 4°42'26"W Lat: 32°30'34"N	Pluton, cupola	Medium to coarse grained texture syenite
TSY-3	Syenite	Meghsan	Long: 4°40'14"W Lat: 32°31'53"N	Pluton, cupola	Medium to coarse grained texture syenite
TL-1	Lamprophyre	Bou-Izourane	Long: 4°37'54"W Lat: 32°30'26"N	Dyke, vein	Fine-grained texture lamprophyre dike intersecting Liassic limestone formations
TL-2	Lamprophyre	Bou-Izourane	Long: 4°39'10"W Lat: 32°29'38"N	Dyke, vein	Fine-grained texture lamprophyre dike intersecting Liassic limestone formations
TL-3	Lamprophyre	Tabja	Long: 4°41'05"W Lat: 32°30'43"N	Dyke, vein	Fine-grained texture lamprophyre dike intersecting syenite

Table S1: Suite.

Samples	Rock	Locality	GPS coordinates	Mode of occurrence	Description (Appearance and texture)
TSK-2	Skarns	Bou-Imtessene	Long: 4°42'24"W Lat: 32°30'30"N	Metamorphic aureole	Skarn with occasional dendrites near disseminated fluorite
TSK-3	Skarns	Tamazeght	Long: 4°42'31.5"W Lat: 32°32'44.5"N	Metamorphic aureole	Skarn with occasional dendrites near well-crystallized fluorite cavities
LIM-1	Liassic limestone	Bou-Izourane	Long: 4°37'22"W Lat: 32°29'50"N	Sedimentary strata	Oolitic limestone
MA-1	Liassic marl	Bou-Izourane	Long: 4°37'21"W Lat: 32°29'54"N	Sedimentary strata	Light green marls
MA-2	Liassic marl	Bou-Izourane	Long: 4°37'01"W Lat: 32°30'04"N	Sedimentary strata	Light green marls

Annexe 1

Table S2: Données de composition élémentaire LA-ICP-MS de la fluorite provenant de différents sites dans le district de Bou-Izourane.

Site	Host rock	Sample	Mg (ppm)	Ca (%)	Sr (ppm)	Y (ppm)	La (ppm)	Ce (ppm)	Pr (ppm)	Nd (ppm)	Sm (ppm)	Eu (ppm)	Gd (ppm)	Tb (ppm)	Dy (ppm)	Ho (ppm)	Er (ppm)	Tm (ppm)	Yb (ppm)	Lu (ppm)	
Bou-Imtessene	Skarns	FBM2-1	1750	76	500	13	147	273	20	39	5,2	1,2	3,1	0,33	1,2	0,20	0,46	0,035	0,30	0,079	
		FBM2-2	1570	82	460	27	98	142	11	27	3,4	0,80	2,2	0,39	2,2	0,37	1,8	0,20	2,3	0,44	
		FBM2-3	950	73	410	12	5,3	4,8	0,82	2,3	0,67	0,12	0,12	0,42	0,053	0,23	0,073	0,21	0,050	0,30	0,031
		FBM2-4	78	68	512	2,5	6,9	1,7	0,17	0,50	0,064	0,032	0,032	0,096	0,018	0,094	0,010	0,056	0,001	0,024	0,017
		FBM2-5	118	64	510	1,4	12	1,6	0,18	0,65	0,086	0,066	0,066	0,19	0,070	0,037	0,012	0,023	0,015	0,033	0,004
	Syenites	FBM1-1	550	81	550	0,99	17	2,6	0,15	0,60	0,079	0,010	0,040	0,040	0,001	0,034	0,009	0,016	0,006	0,018	0,000
		FBM1-2	510	66	610	0,73	5,2	5,5	0,45	0,85	0,040	0,10	0,017	0,017	0,014	0,067	0,033	0,034	0,017	0,012	0,003
		FBM1-3	46	62	570	1,7	5,9	2,0	0,16	0,36	0,047	0,017	0,053	0,006	0,006	0,033	0,003	0,007	0,003	0,004	0,001
		FBM1-4	86	66	522	0,80	2,3	3,2	0,26	0,54	0,13	0,007	0,007	0,017	0,013	0,040	0,003	0,024	0,003	0,009	0,000
		FBM1-5	200	67	640	0,62	1,8	1,8	0,15	0,38	0,014	0,036	0,027	0,027	0,001	0,042	0,007	0,011	0,003	0,022	0,000
FBM1-6	89	70	590	4,5	12	4,2	0,58	1,5	0,18	0,18	0,042	0,12	0,023	0,14	0,041	0,11	0,008	0,053	0,015		
FBM1-7	360	72	510	1,7	1,6	2,1	0,17	0,40	0,24	0,037	0,12	0,037	0,12	0,013	0,031	0,011	0,048	0,002	0,13	1,1	
FBM1-8	61	60	620	2,8	9,5	2,9	0,38	0,68	0,12	0,087	0,13	0,087	0,13	0,017	0,072	0,016	0,043	0,004	0,025	0,005	
FBM1-9	510	83	590	3,7	15	6,0	0,53	1,5	0,17	0,060	0,29	0,060	0,29	0,070	0,11	0,050	0,15	0,038	0,28	0,045	
FBM1-10	109	62	460	1,2	4,7	1,6	0,14	0,48	0,044	0,025	0,053	0,025	0,053	0,005	0,042	0,007	0,015	0,003	0,038	0,005	
FBM3-1	114	75	570	3,9	290	244	14	22	1,4	0,23	0,71	0,23	0,71	0,095	0,41	0,073	0,17	0,032	0,19	0,026	
FBM3-2	101	67	440	1,2	4,7	1,8	0,20	0,34	0,063	0,037	0,064	0,037	0,064	0,020	0,042	0,010	0,022	0,007	0,013	0,004	
FBM3-3	350	71	436	4,5	7,3	3,6	0,39	1,4	0,30	0,081	0,27	0,081	0,27	0,029	0,15	0,034	0,083	0,016	0,041	0,006	
FBM3-4	77	75	520	2,6	16	3,7	0,33	1,3	0,11	0,057	0,16	0,057	0,16	0,017	0,13	0,020	0,040	0,010	0,034	0,009	
FBM3-5	480	78	480	2,5	1,7	2,7	0,23	0,76	0,069	0,041	0,17	0,041	0,17	0,016	0,090	0,015	0,039	0,006	0,014	0,007	

Table S2: Suite.

Site	Host rock	Sample	Mg (ppm)	Ca (%)	Sr (ppm)	Y (ppm)	La (ppm)	Ce (ppm)	Pr (ppm)	Nd (ppm)	Sm (ppm)	Eu (ppm)	Gd (ppm)	Tb (ppm)	Dy (ppm)	Ho (ppm)	Er (ppm)	Tm (ppm)	Yb (ppm)	Lu (ppm)	
Bou-lzourane	Limestone to marls (Lower Jurassic)	FBZ1-1	58	73	920	7,2	2,4	3,5	0,37	1,5	0,35	0,055	0,45	0,073	1,8	0,12	0,40	0,083	0,58	0,081	
		FBZ1-2	54	79	700	8,1	4,1	4,8	0,50	1,7	0,31	0,080	0,31	0,075	0,49	0,14	0,35	0,072	0,32	0,053	
		FBZ1-3	183	70	1280	7,2	8,2	9,7	1,3	3,8	0,70	0,12	0,49	0,072	0,54	0,10	0,35	0,045	0,31	0,11	
		FBZG1-1	3600	66	218	23	1,4	3,0	0,50	3,1	0,82	0,32	1,0	0,22	1,4	0,23	1,2	0,14	0,14	0,99	0,14
		FBZG1-2	59	86	340	41	3,1	4,0	0,60	4,3	1,9	0,59	3,6	0,45	3,5	0,84	2,7	0,51	2,9	2,9	0,46
		FBZG1-3	77	55	370	28	25	5,1	0,76	3,3	1,0	0,31	1,3	0,16	1,2	0,33	0,85	0,13	1,2	1,2	0,13
		FBZG1-4	81	71	570	5,9	37	5,2	0,79	2,9	0,60	0,16	0,82	0,10	0,72	0,17	0,61	0,098	0,69	0,12	
		FBZG1-5	88	63	600	44	8,2	12	1,6	6,4	0,91	0,32	1,8	0,31	2,1	0,50	1,7	0,91	0,17	0,91	0,17
		FBZG2-1	65	73	350	8,2	14	4,8	0,57	2,0	0,34	0,056	0,31	0,040	0,37	0,10	0,32	0,083	0,083	0,37	0,056
		FBZG2-2	79	68	168	14	4,7	4,9	0,69	2,8	0,49	0,21	0,76	0,16	0,85	0,26	0,66	0,12	0,83	0,83	0,097
		FBZG2-3	63	67	260	26	7,9	8,3	1,2	5,9	0,62	0,31	1,3	0,19	1,7	0,36	1,2	0,91	1,1	1,1	0,11
		FBZG2-4	94	80	2300	6,4	4,8	4,4	0,80	2,2	0,40	0,13	0,59	0,095	0,62	0,14	0,49	0,069	0,51	0,51	0,082
		FBZG2-5	71	72	1480	6,5	7,9	10	1,2	2,3	0,49	0,14	0,91	0,073	0,51	0,12	0,48	0,066	0,34	0,34	0,051
		FBZ2-1	59	64	1580	9,1	2,4	3,2	0,70	2,3	0,42	0,13	0,59	0,099	0,76	0,18	0,62	0,11	0,59	0,13	0,13
		FBZ2-2	80	71	2950	3,3	23	24	1,7	5,8	0,37	0,16	0,24	0,032	0,21	0,049	0,17	0,020	0,16	0,16	0,016
		FBZ2-3	91	66	262	25	4,0	4,4	0,64	2,8	0,42	0,17	0,60	0,078	0,60	0,19	0,70	0,072	0,62	0,62	0,055
		FBZ2-4	66	71	540	65	8,3	12	1,4	6,7	1,8	0,55	2,4	0,40	2,4	0,58	1,8	0,88	1,2	1,2	0,21
		FBZ2-5	80	70	410	33	8,9	12	1,3	6,5	0,89	0,22	0,97	0,20	1,3	0,34	0,88	0,12	0,89	0,89	0,090
		FBZ4-1	138	79	790	35	4,4	5,7	0,91	4,3	1,4	0,80	2,4	0,29	2,1	0,80	2,0	0,34	1,3	1,3	0,22
		FBZ4-2	88	75	1050	8,9	3,8	4,0	1,3	2,6	0,46	0,090	0,24	0,072	0,67	0,13	0,58	0,082	0,56	0,56	0,055
FBZ4-3	90	77	360	8,7	18	2,9	0,63	2,3	0,62	0,41	0,96	0,088	0,80	0,19	0,67	0,16	0,31	0,31	0,20		
FBZ4-4	55	86	570	29	5,6	4,8	0,67	4,0	0,55	0,17	0,54	0,11	0,73	0,22	0,92	0,090	0,64	0,64	0,080		

Table S2: Suite.

Site	Host rock	Sample	Mg (ppm)	Ca (%)	Sr (ppm)	Y (ppm)	La (ppm)	Ce (ppm)	Pr (ppm)	Nd (ppm)	Sm (ppm)	Eu (ppm)	Gd (ppm)	Tb (ppm)	Dy (ppm)	Ho (ppm)	Er (ppm)	Tm (ppm)	Yb (ppm)	Lu (ppm)	
Bou-Kharouba	Limestone to marls (Lower Jurassic)	FBK1-1	114	70	790	27	0,73	2,7	0,61	4,4	1,8	0,47	2,5	0,38	2,9	0,53	1,5	0,19	1,2	0,16	
		FBK1-2	127	75	410	43	0,39	0,79	0,20	2,2	1,8	0,58	3,6	0,57	3,0	0,69	1,8	0,22	1,3	0,12	
		FBK1-3	63	71	490	27	1,1	0,26	2,0	0,61	2,9	1,9	0,59	2,7	0,40	2,6	0,59	1,2	0,18	0,85	0,14
		FBK1-4	96	90	310	27	0,85	2,1	0,61	1,1	4,5	1,3	4,9	0,71	4,5	4,5	0,93	2,0	0,41	1,7	0,34
		FBK1-5	450	69	600	50	4,9	14	2,4	1,1	7,1	2,2	0,56	2,7	0,36	2,2	0,45	1,6	0,15	0,94	0,15
		FBK2-1	610	63	850	29	3,1	8,6	1,1	0,97	7,2	2,4	1,1	4,4	0,62	3,6	0,83	2,6	0,23	2,3	0,19
		FBK2-2	194	91	270	47	16	4,6	6,3	1,5	9,1	5,0	1,3	5,8	0,97	5,1	1,1	3,1	0,42	2,6	0,24
		FBK2-3	72	71	350	67	1,9	6,3	1,5	2,3	11	6,0	1,3	8,7	1,8	8,2	2,0	4,5	0,77	3,7	0,60
		FBK2-4	73	79	620	93	1,8	4,5	2,3	0,19	0,88	0,33	0,14	0,54	0,093	0,74	0,15	0,61	0,080	0,46	0,082
		Meghsan	Syenites	FMG1-1	62	66	4900	25	1,2	2,0	0,19	1,2	0,57	0,23	1,0	0,15	0,91	0,24	0,62	0,11	0,57
FMG1-2	72			59	6200	25	1,8	3,7	0,49	1,2	3,9	1,2	0,56	2,5	0,45	4,0	0,65	2,1	0,30	1,8	0,23
FMG1-3	180			66	5500	75	10	4,2	1,2	0,47	2,0	0,61	0,22	0,85	0,10	0,88	0,18	0,56	0,070	0,29	0,058
FMG1-4	64			68	10700	19	2,0	6,7	0,46	2,0	2,0	0,77	0,25	1,1	0,15	0,79	0,19	0,40	0,086	0,40	0,055
FMG1-5	46			74	12600	22	1,4	4,0	0,31	1,7	0,35	0,18	0,58	0,070	0,68	0,092	0,35	0,036	0,036	0,36	0,031
FMG2-1	101			70	12100	15	21	3,4	0,92	0,14	0,73	0,50	0,21	0,80	0,14	0,96	0,29	0,76	0,12	0,63	0,058
FMG2-2	57			67	6100	28	1,2	0,92	1,3	0,21	1,2	0,46	0,32	0,84	0,19	1,2	0,27	0,72	0,11	0,69	0,060
FMG2-3	73			70	7200	34	0,35	1,3	0,21	1,2	1,2	0,45	0,20	0,88	0,088	1,0	0,20	0,75	0,082	0,60	0,070
FMG2-4	58			68	7600	26	1,5	2,9	0,31	1,2	1,3	0,46	0,17	0,63	0,15	0,88	0,25	0,80	0,076	0,57	0,072
FMG2-5	56			72	6000	28	0,38	1,2	0,18	1,3	1,7	0,56	0,36	1,5	0,19	1,5	0,34	0,99	0,13	0,91	0,098
		FMG2-6	56	65	6700	44	0,64	1,8	0,25	1,2	0,33	0,20	1,0	0,19	2,0	0,32	1,2	0,13	0,95	0,096	
		FMG2-7	930	64	5900	50	0,59	1,2	0,22	1,2	0,36	0,11	0,59	0,093	0,63	0,13	0,37	0,038	0,24	0,040	
		FMG2-8	50	67	7900	18	0,95	2,0	0,30	1,2	1,0	0,30	0,24	0,56	0,086	0,81	0,17	0,53	0,081	0,47	0,045
		FMG2-9	56	69	7200	21	12	1,1	0,21	1,0	0,96	0,39	0,16	0,68	0,14	0,89	0,22	0,64	0,10	0,63	0,071
		FMG2-10	69	77	7500	28	0,60	1,5	0,22	0,96	0,96	0,39	0,16	0,68	0,14	0,89	0,22	0,64	0,10	0,63	0,071

Table S2: Suite.

Site	Host rock	Sample	Mg (ppm)	Ca (%)	Sr (ppm)	Y (ppm)	La (ppm)	Ce (ppm)	Pr (ppm)	Nd (ppm)	Sm (ppm)	Eu (ppm)	Gd (ppm)	Tb (ppm)	Dy (ppm)	Ho (ppm)	Er (ppm)	Tm (ppm)	Yb (ppm)	Lu (ppm)		
Tabja	Limestone to marls (Lower Jurassic)	FTA1-1	1150	77	1160	5.4	1.4	1.9	0.16	0.87	0.10	0.032	0.12	0.037	0.23	0.058	0.25	0.026	0.26	0.029		
		FTA1-2	74	90	680	2.0	2.7	1.8	0.10	0.18	0.017	0.002	0.070	0.004	0.017	0.013	0.019	0.004	0.041	0.014		
		FTA1-3	1700	72	710	6.5	1.1	1.0	0.13	0.45	0.14	0.019	0.091	0.019	0.019	0.17	0.041	0.14	0.022	0.10	0.029	
		FTA1-4	66	69	1090	4.8	2.7	0.91	0.058	0.21	0.054	0.006	0.094	0.014	0.014	0.13	0.036	0.15	0.031	0.16	0.027	
		FTA1-5	53	71	670	17	2.2	1.7	0.32	1.3	0.48	0.14	1.3	1.3	1.2	1.2	0.21	0.72	0.092	0.88	0.10	
		FTA3-1	45	75	910	6.8	0.85	1.5	0.24	1.0	0.51	0.10	0.43	0.12	0.12	0.72	0.11	0.55	0.061	0.39	0.072	
		FTA3-2	61	65	360	17	6.6	5.9	0.93	2.1	0.47	0.082	0.97	0.10	1.4	1.4	0.24	1.0	0.13	0.75	0.15	
		FTA3-3	66	69	900	18	3.5	4.7	0.55	3.1	0.58	0.16	1.1	1.1	1.2	1.2	0.35	1.1	0.11	0.91	0.13	
		FTA3-4	54	65	840	2.2	3.5	0.24	0.049	0.26	0.085	0.039	0.15	0.030	0.17	0.047	0.11	0.047	0.11	0.021	0.11	0.021
		FTA3-5	51	60	610	1.9	1.3	2.0	0.30	0.49	0.13	0.046	0.18	0.026	0.13	0.026	0.13	0.037	0.090	0.014	0.12	0.015
		FTAC1-1	55	79	1540	4.3	3.6	4.8	0.64	1.8	0.32	0.067	0.58	0.034	0.31	0.31	0.12	0.18	0.063	0.21	0.054	
		FTAC1-2	65	74	1310	3.0	11	1.9	0.22	0.66	0.16	0.018	0.12	0.029	0.17	0.029	0.17	0.077	0.13	0.026	0.23	0.030
		FTAC1-3	92	76	1800	4.1	3.2	3.9	0.57	1.3	0.22	0.066	0.24	0.061	0.34	0.34	0.076	0.13	0.042	0.34	0.047	
		FTAC1-4	380	74	1310	2.3	0.70	1.1	0.11	0.40	0.13	0.023	0.10	0.026	0.17	0.026	0.17	0.041	0.15	0.030	0.14	0.017
		FTAC1-5	64	65	1900	2.0	1.4	2.0	0.28	0.77	0.30	0.040	0.27	0.032	0.34	0.34	0.054	0.20	0.022	0.21	0.025	
Takkat	Limestone to marls (Lower Jurassic)	FTK1-1	63	69	680	13	8.0	1.4	0.35	1.5	0.55	0.14	0.62	0.096	0.76	0.18	0.81	0.10	0.82	0.081		
		FTK1-2	104	69	500	51	0.87	1.8	0.45	2.4	1.4	0.40	2.6	2.6	2.2	2.2	0.75	1.5	0.22	0.99	0.15	
		FTK1-3	70	67	680	34	15	18	2.4	6.3	1.0	0.29	0.92	0.15	1.2	1.2	0.35	0.95	0.13	0.82	0.14	
		FTK1-4	56	66	370	34	3.3	5.0	0.96	2.9	1.2	0.29	1.9	1.9	1.5	1.5	0.55	1.1	0.20	0.56	0.072	
		FTK1-5	1200	70	490	46	8.4	12	2.2	6.4	1.5	0.49	2.2	2.2	0.37	2.5	0.62	1.6	0.25	1.5	0.23	
		FTK2-1	59	66	192	46	0.50	2.0	0.83	4.1	3.3	0.77	4.1	4.1	0.58	3.6	0.75	2.3	0.30	2.0	0.21	
		FTK2-2	54	69	250	43	8.3	30	4.9	25	5.0	1.0	3.4	3.4	0.64	4.0	0.86	2.7	0.33	2.0	0.23	
		FTK2-3	71	72	146	41	7.9	4.1	1.1	7.0	3.0	0.85	4.0	4.0	0.60	3.6	0.95	2.2	0.31	1.3	0.29	
		FTK2-4	58	61	300	30	5.8	4.4	0.78	4.4	1.8	0.60	2.9	2.9	0.44	3.2	0.71	1.8	0.21	1.6	0.21	
		FTK2-5	112	81	280	28	28	7.8	1.7	8.2	1.4	0.43	2.5	2.5	0.35	1.9	0.58	1.6	0.19	1.7	0.29	
		FTK5-1	82	71	400	32	2.0	4.4	1.0	5.0	1.8	0.44	2.2	2.2	0.35	2.3	0.44	0.92	0.14	0.71	0.12	
		FTK5-2	210	73	380	38	2.7	6.4	1.6	7.7	3.2	0.50	3.5	3.5	0.60	2.4	0.73	2.1	0.20	1.5	0.18	
		FTK5-3	66	71	580	44	3.6	3.2	0.43	4.7	1.9	0.56	3.3	3.3	0.60	3.1	0.80	2.0	0.26	1.7	0.18	
		FTK5-4	66	70	860	28	8.4	9.4	1.1	10	3.4	0.87	3.3	3.3	0.47	2.6	0.47	2.0	0.17	1.4	0.18	
		FTK5-5	45	70	820	11	3.3	1.0	0.30	0.86	0.52	0.15	0.63	0.63	0.089	1.0	0.19	0.67	0.082	0.57	0.14	
FTK5-6	76	61	530	2.5	14	1.7	0.21	0.83	0.089	0.043	0.071	0.026	0.15	0.15	0.039	0.19	0.026	0.34	0.052			

Table S2: Suite.

Site	Host rock	Sample	Mg (ppm)	Ca (%)	Sr (ppm)	Y (ppm)	La (ppm)	Ce (ppm)	Pr (ppm)	Nd (ppm)	Sm (ppm)	Eu (ppm)	Gd (ppm)	Tb (ppm)	Dy (ppm)	Ho (ppm)	Er (ppm)	Tm (ppm)	Yb (ppm)	Lu (ppm)	
Tamazeght	Skarns	FTM1-1	98	74	1510	37	15	16	2,6	8,4	1,5	0,58	1,5	0,47	2,4	0,94	2,9	0,41	3,9	0,34	
		FTM1-2	72	71	350	56	20	17	1,7	4,7	0,78	0,29	1,1	0,28	2,6	0,59	1,9	0,23	2,3	0,18	
		FTM1-3	75	70	810	165	3,4	5,4	0,75	3,7	1,9	0,69	0,69	3,5	0,89	8,5	2,4	6,5	0,77	4,5	0,60
		FTM1-4	63	82	2180	41	4,2	4,7	0,95	3,4	1,5	0,69	0,69	2,4	0,59	4,3	1,1	3,5	0,56	5,0	0,57
		FTM1-5	59	62	1120	103	2,6	6,0	0,95	4,1	2,0	0,67	0,67	3,6	0,87	7,7	2,0	5,3	0,80	4,2	0,48
		FTM1-6	123	74	1280	42	12	5,9	0,80	3,9	1,1	0,59	0,59	2,8	0,42	5,9	0,87	4,1	0,62	3,8	0,50
		FTM1-7	68	72	1650	40	3,8	6,0	0,93	4,9	1,8	0,64	0,64	2,5	0,45	4,4	1,2	4,6	0,49	3,7	0,49
		FTM1-8	64	75	1330	92	6,9	4,0	0,84	4,0	2,3	0,73	0,73	3,3	0,74	6,3	1,8	4,1	0,72	4,3	0,49
		FTM1-9	66	78	1210	76	2,8	5,3	1,2	5,3	3,7	0,87	0,87	3,3	0,83	6,7	1,5	5,5	0,76	5,3	0,77
		FTM1-10	700	67	1370	40	1,8	3,0	0,54	3,3	1,2	0,63	0,63	2,1	0,36	3,0	0,89	3,0	0,44	3,4	0,33
		FTM1-11	63	68	1200	60	2,6	5,2	0,86	4,3	1,6	0,79	0,79	2,7	0,82	5,1	1,2	3,4	0,40	4,7	0,39
		FTM1-12	77	68	1060	107	2,4	4,6	0,82	3,8	2,4	0,84	0,84	3,1	0,88	6,0	2,0	5,0	0,73	5,1	0,52
		FTM1-13	72	76	1820	35	5,2	4,7	0,58	3,6	1,4	0,36	0,36	1,8	0,36	3,2	0,85	2,5	0,39	3,2	0,36
		FTM1-14	54	60	1860	45	4,6	3,3	0,81	3,1	1,3	0,46	0,46	2,1	0,40	4,6	0,69	3,3	0,57	2,2	0,59
		FTM1-15	61	73	1700	66	3,8	6,6	1,1	5,4	2,3	0,86	0,86	4,1	0,61	7,6	1,5	4,5	1,8	3,6	0,67
		FTM1-16	67	72	930	28	0,46	2,0	0,52	3,0	1,7	0,63	0,63	2,5	0,42	3,6	0,62	2,1	0,29	1,6	0,15
		FTM1-17	52	70	1300	29	0,72	2,0	0,38	3,1	1,4	0,60	0,60	1,8	0,34	2,7	0,61	1,7	0,21	1,5	0,12
		FTM1-18	53	68	770	26	4,1	1,6	0,50	3,3	1,5	0,69	0,69	1,8	0,38	2,8	0,64	1,8	0,22	1,1	0,12
		FTM1-19	57	75	760	28	3,2	1,7	0,43	2,7	1,3	0,75	0,75	2,5	0,31	2,5	0,59	1,6	0,21	1,3	0,13
		FTM1-20	61	76	890	28	1,4	1,6	0,43	3,7	1,3	0,60	0,60	2,0	0,32	2,7	0,44	2,0	0,18	1,1	0,14
		FTM1-21	59	63	760	23	0,38	1,4	0,34	2,5	1,2	0,40	0,40	1,5	0,31	2,2	0,39	1,6	0,18	1,0	0,14
		FTM1-22	51	66	610	18	21	1,3	0,34	2,1	1,2	0,42	0,42	1,4	0,26	1,8	0,40	1,1	0,16	0,74	0,093
		FTM1-23	350	92	2500	2,5	8,7	6,1	0,34	3,0	0,77	0,45	0,45	1,4	0,24	1,9	0,80	2,3	0,26	1,0	0,13
		FTM1-24	67	86	1360	37	20	16	2,2	8,1	2,3	0,81	0,81	2,2	0,46	3,1	0,76	2,3	0,34	2,6	0,29

Table S2: Suite.

Site	Host rock	Sample	Mg (ppm)	Ca (%)	Sr (ppm)	Y (ppm)	La (ppm)	Ce (ppm)	Pr (ppm)	Nd (ppm)	Sm (ppm)	Eu (ppm)	Gd (ppm)	Tb (ppm)	Dy (ppm)	Ho (ppm)	Er (ppm)	Tm (ppm)	Yb (ppm)	Lu (ppm)	
Tamazeght	Skarns	FTM2-1	50	62	1210	35	8,4	11	1,3	5,6	2,5	0,95	2,6	0,51	4,2	0,63	2,6	0,36	2,1	0,34	
		FTM2-2	75	71	1340	44	14	12	1,3	4,6	3,1	1,2	3,6	0,79	5,0	1,1	2,7	0,46	3,3	0,36	
		FTM2-3	64	75	790	25	17	19	1,8	1,8	5,5	1,5	0,75	1,7	0,41	2,3	0,51	1,6	0,18	1,6	0,15
		FTM2-4	62	73	740	19	80	96	7,4	7,4	23	3,1	0,65	1,8	0,27	1,5	0,20	0,76	0,10	0,56	0,078
		FTM2-5	250	66	1830	25	4,5	8,1	1,2	1,2	4,4	2,2	1,2	3,6	0,64	9,0	0,90	2,3	0,37	2,5	0,38
		FTM2-6	61	65	1650	55	17	15	1,9	1,9	8,2	4,6	1,2	6,0	0,80	6,5	0,94	3,3	0,58	3,2	0,49
		FTM2-7	67	74	940	36	3,1	6,9	0,92	0,92	4,4	2,2	0,80	3,4	0,46	3,1	0,67	1,5	0,25	1,4	0,24
		FTM2-8	63	60	960	26	8,0	8,0	4,9	0,69	3,4	1,6	0,57	2,6	0,35	2,8	0,57	1,8	0,21	1,3	0,27
		FTM2-9	53	76	890	29	21	27	2,1	2,1	9,2	1,6	0,64	2,7	0,38	3,1	0,52	1,6	0,19	1,1	0,16
		FTM2-10	61	86	1020	34	4,2	6,2	1,2	1,2	3,0	2,1	0,79	2,8	0,48	3,1	0,60	1,8	0,24	1,7	0,24
		FTM2-11	46	70	860	42	2,4	4,5	0,63	0,63	3,2	1,6	0,53	1,9	0,36	2,7	0,47	1,6	0,24	1,2	0,18
		FTM2-12	59	70	1490	56	7,1	10	1,3	1,3	5,2	3,1	0,95	3,8	0,72	4,7	0,88	3,0	0,38	2,5	0,29
		FTM2-13	59	67	1020	50	6,2	8,9	0,92	0,92	6,2	2,6	0,95	3,7	0,59	5,2	1,0	3,0	0,43	1,8	0,31
		FTM2-14	60	74	1270	52	8,6	8,2	1,5	1,5	4,5	2,4	1,0	3,7	0,73	3,5	0,85	2,5	0,34	1,9	0,23
		FTM2-15	62	66	960	53	6,3	11	1,1	1,1	6,0	2,6	0,94	3,7	0,73	6,2	0,87	3,5	0,41	2,0	0,30
		FTM2-16	59	72	1170	46	7,3	9,9	0,91	0,91	5,4	2,2	1,0	3,6	0,64	4,2	0,94	3,0	0,32	2,4	0,27
		FTM2-17	46	72	640	48	3,8	5,8	0,66	0,66	3,4	2,2	0,92	3,1	0,61	4,3	0,82	2,3	0,37	2,0	0,24
		FTM2-18	59	77	580	39	7,3	8,1	0,98	0,98	5,9	2,2	0,82	2,8	0,46	3,5	0,66	1,7	0,24	1,2	0,14
		FTM2-19	79	65	1500	54	7,7	8,4	1,1	1,1	5,6	2,6	0,93	3,6	1,0	4,7	0,89	2,4	0,37	2,3	0,27
		FTM2-20	53	76	2220	42	39	16	1,5	1,5	7,3	2,5	0,87	3,3	0,62	3,5	0,75	2,8	0,32	2,0	0,28
FTM3-1	61	66	1060	59	9,3	17	1,5	1,5	6,7	3,4	1,3	4,5	1,0	5,1	1,3	4,0	0,49	3,3	0,37		
FTM3-2	71	80	830	44	3,9	7,5	0,91	0,91	4,3	2,3	1,1	3,8	0,68	4,0	0,81	2,4	0,29	2,0	0,30		
FTM3-3	64	63	580	46	3,8	8,2	0,98	0,98	5,8	2,5	1,1	3,3	0,68	3,6	0,79	2,4	0,24	1,3	0,17		
FTM3-4	92	73	2070	50	15	11	1,4	1,4	5,2	2,7	1,1	4,1	0,64	3,5	0,84	2,6	0,30	2,6	0,32		

Table S2: Suite.

Site	Host rock	Sample	Mg (ppm)	Ca (%)	Sr (ppm)	Y (ppm)	La (ppm)	Ce (ppm)	Pr (ppm)	Nd (ppm)	Sm (ppm)	Eu (ppm)	Gd (ppm)	Tb (ppm)	Dy (ppm)	Ho (ppm)	Er (ppm)	Tm (ppm)	Yb (ppm)	Lu (ppm)
Tamazeght	Skarns	FTM3-5	62	68	1930	37	9,6	15	1,9	7,3	3,1	0,93	2,9	0,55	3,5	0,69	2,1	0,33	2,0	0,19
		FTM3-6	79	69	1100	65	9,4	14	1,5	7,0	2,7	1,4	5,5	1,0	6,2	1,2	4,4	0,47	3,3	0,37
		FTM3-7	55	79	2030	38	15	14	2,0	9,2	2,6	1,1	3,8	0,53	4,6	0,67	3,3	0,44	2,6	0,35
		FTM3-8	81	75	2200	37	13	19	1,6	6,1	3,5	0,76	3,0	0,39	3,6	0,63	1,9	0,29	1,7	0,24
		FTM3-9	800	69	1210	16	104	117	8,1	26	2,7	0,45	1,5	0,21	1,6	0,30	0,72	0,14	0,74	0,12
		FTM3-10	71	73	1750	47	9,6	13	1,5	6,7	3,5	1,2	4,4	0,70	4,5	1,2	3,2	0,54	2,9	0,37
		FTM3-11	67	81	2100	40	12	15	1,7	7,2	3,1	1,2	3,9	0,77	4,4	1,1	3,3	0,48	2,9	0,41
		FTM3-12	63	77	1230	32	100	9,5	1,2	6,0	2,4	0,69	3,0	0,43	2,8	0,53	1,5	0,20	1,3	0,13
		FTM3-13	123	84	1350	23	7,8	13	1,6	7,4	2,1	0,95	3,1	0,58	3,0	0,54	1,7	0,27	1,7	0,20
		FTM3-14	97	73	740	26	11	9,7	0,92	3,3	2,3	0,62	2,3	0,45	2,3	0,49	1,3	0,21	1,3	0,26
		FTM3-15	71	76	910	1,7	22	14	1,1	2,6	0,061	0,019	0,035	0,007	0,046	0,008	0,028	0,006	0,057	0,006

Table S3: Données de composition élémentaire LA-ICP-MS de la calcite provenant de différents sites dans le district de Bou-lzourane.

Site	Host rock	Sample	Mg (ppm)	Ca (%)	Sr (ppm)	Y (ppm)	La (ppm)	Ce (ppm)	Pr (ppm)	Nd (ppm)	Sm (ppm)	Eu (ppm)	Gd (ppm)	Tb (ppm)	Dy (ppm)	Ho (ppm)	Er (ppm)	Tm (ppm)	Yb (ppm)	Lu (ppm)	
Bou-lmtessene	Skarns	CBM2-1	144	48	1450	2,3	85	68	3,8	7,5	0,55	0,13	0,28	0,041	0,20	0,055	0,14	0,019	0,14	0,018	
		CBM2-2	140	46	1520	3,2	94	81	5,2	10	0,80	0,19	0,45	0,059	0,28	0,064	0,22	0,030	0,22	0,027	
		CBM2-3	156	48	990	2,8	91	45	2,3	4,9	0,32	0,094	0,20	0,030	0,19	0,035	0,14	0,019	0,12	0,015	
		CBM2-4	129	48	1930	2,7	94	95	4,6	9,4	0,69	0,15	0,40	0,059	0,38	0,072	0,27	0,048	0,34	0,047	
		CBM2-5	128	48	1410	0,85	81	44	2,6	4,3	0,23	0,067	0,11	0,017	0,069	0,013	0,042	0,006	0,037	0,005	
	Syenites	CBM1-1	93	53	1820	1,8	65	59	3,2	5,7	0,43	0,11	0,26	0,044	0,23	0,062	0,17	0,024	0,20	0,029	
		CBM1-2	80	50	1870	2,4	58	55	2,8	5,0	0,44	0,11	0,26	0,040	0,20	0,060	0,20	0,032	0,23	0,026	
		CBM1-3	441	52	1850	4,8	68	70	4,2	9,3	0,89	0,29	0,55	0,10	0,68	0,16	0,54	0,072	0,63	0,072	
		CBM1-4	83	52	1800	1,7	56	50	2,6	5,5	0,35	0,12	0,28	0,041	0,22	0,048	0,21	0,028	0,22	0,029	
		CBM1-5	109	50	1990	1,3	59	52	2,5	4,5	0,38	0,097	0,22	0,029	0,15	0,038	0,12	0,017	0,14	0,018	
	Bou-lzourane	Limestone to marls (Lower Jurassic)	CBZ1-1	4500	47	1000	7,1	0,45	0,39	0,13	0,57	0,15	0,057	0,27	0,050	0,34	0,099	0,31	0,044	0,27	0,029
			CBZ1-2	4170	48	1050	0,71	0,01	0,02	0,005	0,023	0,006	0,002	0,016	0,004	0,022	0,008	0,024	0,002	0,017	0,002
			CBZ1-3	4710	47	920	3,2	0,25	0,22	0,059	0,33	0,073	0,023	0,14	0,022	0,17	0,050	0,17	0,021	0,16	0,019
			CBZ1-4	4070	47	900	1,1	0,04	0,07	0,012	0,067	0,016	0,005	0,027	0,005	0,040	0,013	0,040	0,005	0,036	0,004
			CBZ1-5	4200	69	690	13	1,3	0,30	0,075	0,35	0,081	0,030	0,18	0,026	0,19	0,062	0,15	0,023	0,16	0,025
CBZG1-1			1680	46	710	9,4	1,6	0,07	0,39	1,6	0,40	0,11	0,49	0,090	0,55	0,18	0,43	0,071	0,54	0,061	
CBZG1-2			1008	49	1350	1,1	1,2	1,5	0,18	0,79	0,12	0,023	0,14	0,017	0,16	0,027	0,082	0,014	0,079	0,017	
CBZG1-3			1680	46	654	4,8	0,16	0,01	0,061	0,34	0,12	0,041	0,18	0,033	0,23	0,071	0,22	0,033	0,24	0,030	
CBZG1-4			860	47	990	2,5	2,4	3,7	0,33	1,5	0,25	0,056	0,28	0,033	0,30	0,047	0,17	0,026	0,16	0,027	
CBZG1-5			1670	47	950	0,25	0,07	0,16	0,036	0,14	0,041	0,011	0,042	0,005	0,029	0,006	0,019	0,003	0,025	0,003	
CBZ2-1			4120	47	560	57	18	11	3,5	17	2,4	0,65	4,2	0,45	4,4	0,90	2,8	0,44	2,2	0,37	
CBZ2-2			2590	45	1060	18	3,0	2,3	0,78	4,3	0,50	0,11	0,88	0,093	0,99	0,22	0,69	0,13	0,63	0,13	
CBZ2-3			4600	56	333	90	8,5	3,9	1,4	4,9	1,0	0,24	1,4	0,22	1,3	0,42	1,3	0,17	1,2	0,12	
CBZ2-4			4300	83	390	150	7,4	1,2	0,56	2,3	0,57	0,15	0,96	0,16	1,1	0,31	0,91	0,13	0,85	0,12	

Table S3: Suite.

Site	Host rock	Sample	Mg (ppm)	Ca (%)	Sr (ppm)	Y (ppm)	La (ppm)	Ce (ppm)	Pr (ppm)	Nd (ppm)	Sm (ppm)	Eu (ppm)	Gd (ppm)	Tb (ppm)	Dy (ppm)	Ho (ppm)	Er (ppm)	Tm (ppm)	Yb (ppm)	Lu (ppm)	
Bou-lzourane	Limestone to marls (Lower Jurassic)	CBZ2-5	5200	49	690	26	0,12	0,26	0,11	0,84	0,30	0,088	0,70	0,091	0,72	0,26	0,74	0,14	0,62	0,084	
		CBZ4-1	980	49	1030	1,1	0,29	0,39	0,056	0,33	0,079	0,018	0,11	0,016	0,11	0,026	0,085	0,009	0,096	0,011	
		CBZ4-2	1030	50	940	3,3	0,93	1,1	0,20	0,72	0,17	0,052	0,18	0,042	0,24	0,071	0,22	0,029	0,20	0,032	
		CBZ4-3	910	48	1530	11	1,4	2,1	0,31	1,4	0,40	0,13	0,68	0,090	0,93	0,20	0,67	0,10	0,10	0,64	0,10
		CBZ4-4	1100	50	690	3,7	1,3	1,3	0,23	1,1	0,15	0,065	0,27	0,051	0,26	0,052	0,29	0,029	0,029	0,22	0,029
CBZ4-5	820	49	960	3,7	1,8	2,4	0,33	1,4	0,23	0,066	0,28	0,049	0,36	0,080	0,27	0,033	0,033	0,25	0,045		
Bou-Kharouba	Limestone to marls (Lower Jurassic)	CBK1-1	2830	51	900	32	8,0	13	1,8	7,7	1,8	0,36	2,2	0,37	2,9	0,72	2,2	0,36	2,2	0,36	
		CBK1-2	2460	58	223	15	4,0	3,2	1,2	5,3	1,1	0,30	1,2	0,22	1,4	0,28	1,2	0,14	1,0	0,13	
		CBK1-3	3200	51	630	12	5,6	9,9	1,1	6,5	0,98	0,26	1,2	0,18	1,4	0,26	0,99	0,13	0,86	0,14	
		CBK1-4	4700	52	416	19	6,1	7,5	2,0	8,0	1,9	0,40	2,0	0,34	2,3	0,55	1,8	0,22	1,6	0,22	
		CBK1-5	2460	51	1650	22	3,7	5,7	1,1	3,2	0,88	0,21	1,2	0,27	1,7	0,56	1,8	0,20	2,0	0,16	
Takkat	Limestone to marls (Lower Jurassic)	CBK2-1	2320	51	2920	6,3	1,9	4,2	0,94	3,8	1,9	0,43	1,4	0,28	1,6	0,38	1,1	0,17	1,3	0,19	
		CBK2-2	1310	50	3080	4,2	1,3	3,2	0,62	2,7	1,0	0,19	0,95	0,15	0,97	0,21	0,58	0,091	0,70	0,11	
		CBK2-3	1450	54	3380	2,3	1,8	5,1	0,68	2,9	0,75	0,14	0,59	0,073	0,54	0,11	0,34	0,069	0,39	0,089	
		CBK2-4	1680	51	3210	5,6	1,8	5,5	0,77	4,5	1,3	0,34	1,3	0,18	1,4	0,24	0,88	0,13	1,0	0,18	
		CBK2-5	3200	57	1030	10	1,4	3,3	0,40	2,5	0,91	0,20	1,0	0,15	0,99	0,24	0,79	0,066	0,40	0,055	
Takkat	Limestone to marls (Lower Jurassic)	CTK2-1	1240	48	2940	3,4	1,9	6,9	1,5	8,4	1,3	0,27	0,94	0,13	0,72	0,13	0,44	0,063	0,51	0,080	
		CTK2-2	1440	49	2510	2,5	0,29	1,2	0,32	1,8	0,54	0,14	0,53	0,082	0,48	0,087	0,31	0,039	0,31	0,048	
		CTK2-3	1440	52	3400	3,6	0,55	2,1	0,55	2,8	0,86	0,17	0,68	0,10	0,59	0,11	0,28	0,044	0,27	0,035	
		CTK2-4	1530	50	2360	2,7	0,43	1,6	0,31	2,2	0,51	0,14	0,57	0,073	0,34	0,072	0,19	0,021	0,13	0,015	
		CTK2-5	3070	49	2970	2,0	1,4	3,3	0,55	2,1	0,51	0,12	0,42	0,068	0,33	0,078	0,22	0,030	0,26	0,043	

Table S3: Suite.

Site	Host rock	Sample	Mg (ppm)	Ca (%)	Sr (ppm)	Y (ppm)	La (ppm)	Ce (ppm)	Pr (ppm)	Nd (ppm)	Sm (ppm)	Eu (ppm)	Gd (ppm)	Tb (ppm)	Dy (ppm)	Ho (ppm)	Er (ppm)	Tm (ppm)	Yb (ppm)	Lu (ppm)
Tabja	Limestone to marls (Lower Jurassic)	CTA1-1	722	45	1150	0,11	0,32	0,28	0,021	0,053	0,003	0,002	0,004	0,001	0,007	0,002	0,010	0,002	0,029	0,004
		CTA1-2	1830	49	3200	1,6	1,4	1,4	0,19	0,64	0,11	0,030	0,11	0,014	0,11	0,025	0,067	0,010	0,064	0,015
		CTA1-3	1220	49	2240	0,51	0,59	0,78	0,095	0,40	0,063	0,011	0,039	0,010	0,047	0,009	0,035	0,007	0,039	0,006
		CTA1-4	1050	50	1110	0,24	1,5	1,7	0,14	0,33	0,030	0,008	0,032	0,004	0,029	0,006	0,019	0,004	0,026	0,005
Tamazeght	Skarns	CTM2-1	131	52	18	2,3	0,21	0,08	0,032	0,14	0,036	0,010	0,047	0,011	0,094	0,025	0,12	0,020	0,12	0,013
		CTM2-2	597	53	152	17	6,7	0,08	1,5	6,1	1,1	0,47	1,1	0,30	1,5	0,42	1,4	0,15	1,3	0,13
		CTM2-3	273	52	55	11	1,9	0,40	0,39	1,8	0,47	0,15	0,56	0,090	0,80	0,22	0,66	0,087	0,55	0,069

## Annexe 1

Table S4: Données de composition élémentaire ICP-MS des roches encaissantes dans le district de la fluorite de Bou-Izourane.

Host rock	Sample	La (ppm)	Ce (ppm)	Pr (ppm)	Nd (ppm)	Sm (ppm)	Eu (ppm)	Gd (ppm)	Tb (ppm)	Dy (ppm)	Ho (ppm)	Er (ppm)	Tm (ppm)	Yb (ppm)	Lu (ppm)
Carbonatite	TC-1	1,7	3,2	0,37	1,9	0,67	0,30	1,2	0,15	1,0	0,20	0,53	0,090	0,40	0,050
	TC-2	2,3	0,30	0,030	0,40	0,36	0,29	0,020	0,010	0,020	0,010	0,010	0,010	0,010	0,020
	TC-3	2,7	2,4	0,20	0,74	0,16	0,062	0,27	0,069	0,64	0,18	0,69	0,13	0,94	0,16
Syenite	TSY-1	53	53	3,4	7,3	0,96	0,25	0,90	0,15	1,1	0,22	0,86	0,22	1,9	0,38
	TSY-2	196	334	36	137	22	6,0	17	2,0	10,0	1,7	4,3	0,54	3,0	0,40
	TSY-3	73	70	4,2	8,9	1,2	0,40	1,0	0,10	0,90	0,30	0,80	0,20	1,3	0,30
Lamprophyre	TL-1	65	102	11	37	6,2	1,8	4,9	0,67	3,3	0,59	1,6	0,25	1,7	0,30
	TL-2	64	132	16	62	10	3,0	8,6	0,97	4,9	0,86	2,1	0,26	1,2	0,20
	TL-3	76	94	8,6	29	5,1	1,4	3,8	0,50	2,5	0,49	0,96	0,14	0,81	0,16
Skarns	TSK-2	20	25	1,7	3,4	0,30	0,10	0,20	0,080	0,40	0,080	0,40	0,10	0,60	0,080
	TSK-3	24	49	5,6	22	4,8	1,4	4,6	0,74	4,3	0,92	2,7	0,39	2,4	0,33
Liassic limestone	LIM-1	1,2	1,3	0,30	0,90	0,10	0,060	0,20	0,080	0,20	0,080	0,30	0,080	0,20	0,080
Liassic marl	MA-1	3,2	4,7	0,70	3,8	0,70	0,080	1,0	0,080	0,70	0,20	0,40	0,080	0,50	0,080
	MA-2	9,3	15	1,9	6,9	1,4	0,30	1,4	0,080	1,3	0,30	0,80	0,10	0,80	0,10

Table S5: Données de la composition élémentaire LA-ICP-MS de l'échantillon PP16 de Pierre-Perthuis.

Sample	La (ppm)	Ce (ppm)	Pr (ppm)	Nd (ppm)	Sm (ppm)	Eu (ppm)	Gd (ppm)	Tb (ppm)	Dy (ppm)	Ho (ppm)	Er (ppm)	Tm (ppm)	Yb (ppm)	Lu (ppm)
PP16-1	0,92	7,7	1,8	9,2	8,2	2,2	13	2,7	5,9	1,3	2,6	0,47	1,3	0,14
PP16-2	1,1	7,6	1,9	8,9	12	2,0	15	2,2	9,4	1,7	3,5	0,43	1,8	0,26
PP16-3	1,2	6,8	1,7	9,4	11	2,5	11	1,7	8,8	1,4	3,0	0,34	1,6	0,19
PP16-4	0,97	5,4	1,3	8,6	9,5	1,8	9,9	1,4	4,6	0,94	2,2	0,35	1,3	0,13
PP16-5	3,5	5,1	1,5	8,0	9,6	1,6	7,6	1,1	4,5	0,79	2,2	0,29	1,2	0,12
PP16-6	1,2	6,3	2,0	7,5	19	2,2	20	2,6	7,0	1,8	2,8	0,55	1,3	0,30
PP16-7	1,7	4,4	0,97	7,8	8,5	1,4	8,4	1,5	4,3	0,82	2,2	0,29	0,89	0,10
PP16-8	1,5	4,2	1,4	6,5	12	1,8	11	1,8	7,4	1,1	1,7	0,42	1,1	0,12
PP16-9	1,1	10	2,1	18	20	3,4	23	2,6	15	1,8	4,2	0,52	2,0	0,26
PP16-10	0,54	5,4	0,95	7,5	7,5	1,2	7,9	0,95	4,8	0,95	2,1	0,47	1,2	0,15
PP16-11	2,5	8,6	1,7	9,0	13	2,1	13	2,1	11	1,2	3,4	0,38	1,4	0,16
PP16-12	1,2	6,2	1,6	10	11	2,0	10	2,4	10	1,4	3,6	0,34	1,9	0,17
PP16-13	1,2	5,9	1,7	8,9	8,6	1,6	8,1	2,1	9,4	1,3	2,3	0,25	1,4	0,11
PP16-14	1,8	5,0	1,5	8,6	7,8	1,8	10	2,1	5,1	1,5	2,3	0,30	1,6	0,12
PP16-15	1,2	7,1	1,3	9,3	11	1,9	11	1,3	7,4	1,0	3,0	0,34	1,7	0,14
PP16-16	1,5	6,0	1,2	9,0	9,5	1,7	12	1,4	8,0	1,2	2,2	0,37	1,2	0,12
PP16-17	2,4	5,2	1,5	6,9	10	2,2	9,8	1,6	5,9	1,2	2,2	0,30	1,3	0,12
PP16-18	2,7	5,5	1,4	9,5	9,9	1,6	12	1,9	5,9	1,5	1,8	0,32	1,4	0,16
PP16-19	1,1	5,0	1,8	8,3	10	1,8	13	2,0	9,4	1,3	2,5	0,46	1,6	0,17
PP16-20	0,92	4,4	1,6	7,7	12	1,5	11	1,5	6,6	1,1	2,7	0,41	1,2	0,19
PP16-21	2,3	6,0	1,2	6,9	10	1,5	8,5	1,2	5,6	0,90	1,8	0,31	0,91	0,15

## Annexe 1

Table S5: Suite.

Sample	La (ppm)	Ce (ppm)	Pr (ppm)	Nd (ppm)	Sm (ppm)	Eu (ppm)	Gd (ppm)	Tb (ppm)	Dy (ppm)	Ho (ppm)	Er (ppm)	Tm (ppm)	Yb (ppm)	Lu (ppm)
PP16-22	1,5	7,5	0,90	11	9,3	2,2	13	3,0	9,4	1,7	3,0	0,37	1,8	0,23
PP16-23	0,68	3,8	0,87	4,7	9,7	1,2	8,5	1,1	4,4	0,55	1,9	0,21	0,74	0,069
PP16-24	0,93	5,5	1,0	6,5	8,3	1,6	11	1,1	4,6	1,2	1,8	0,27	0,81	0,13
PP16-25	0,87	5,9	1,5	7,0	14	2,1	13	2,1	7,8	1,3	2,9	0,46	1,4	0,19
PP16-26	1,3	5,6	1,4	8,0	11	1,6	9,6	1,5	7,2	1,4	3,2	0,38	1,2	0,16
PP16-27	4,5	6,4	1,8	12	16	2,1	14	2,1	12	1,8	4,0	0,48	2,0	0,22
PP16-28	0,78	4,4	1,1	5,6	8,8	1,5	9,7	1,4	6,2	1,3	1,7	0,30	0,96	0,10
PP16-29	0,87	4,3	1,2	8,4	7,4	1,8	5,8	1,8	6,1	0,98	2,5	0,36	1,4	0,13
PP16-30	1,6	6,8	1,3	10,0	12	2,2	11	2,3	9,7	1,2	3,2	0,43	1,3	0,15
PP16-31	1,5	7,2	1,6	8,2	14	2,0	12	2,1	9,9	1,8	3,1	0,48	1,5	0,20
PP16-32	1,5	6,3	1,7	7,9	12	1,8	8,5	1,8	7,6	1,4	3,9	0,37	1,6	0,18
PP16-33	1,0	6,5	1,8	8,8	12	2,2	11	3,1	14	1,2	4,2	0,58	1,5	0,21
PP16-34	1,3	8,7	2,4	15	18	2,8	17	2,8	18	1,4	5,1	2,8	1,7	0,26
PP16-35	1,1	6,6	1,6	10	15	2,5	12	3,1	12	1,5	4,0	0,34	2,3	0,27
PP16-36	1,2	6,6	1,5	9,9	15	2,4	15	2,2	13	2,1	4,8	0,61	1,4	0,25
PP16-37	1,2	10	1,9	10	16	2,2	13	2,6	9,7	2,1	3,7	0,43	1,9	0,21
PP16-38	1,5	7,3	1,7	7,8	13	1,8	9,4	1,9	7,7	2,0	2,5	0,43	1,4	0,19

Table S6: Données de la composition élémentaire de l'échantillon MACS3 obtenues par LA-ICP-MS.

Sample	La (ppm)	Ce (ppm)	Pr (ppm)	Nd (ppm)	Sm (ppm)	Eu (ppm)	Gd (ppm)	Tb (ppm)	Dy (ppm)	Ho (ppm)	Er (ppm)	Tm (ppm)	Yb (ppm)	Lu (ppm)
MACS3-1	11	11	12	10	9,0	10	6,3	9,1	7,3	10	8,6	10	11	8,0
MACS3-2	13	9,9	12	9,6	8,6	11	7,0	8,5	7,5	7,7	8,6	8,3	9,2	8,8
MACS3-3	12	11	10	11	8,4	12	7,6	9,7	7,7	8,9	9,2	8,7	9,9	7,6
MACS3-4	13	5,4	8,6	5,7	5,9	6,9	3,7	7,2	3,7	5,8	4,3	5,4	6,3	4,5
MACS3-5	12	9,5	8,8	10	9,1	8,9	9,6	6,9	8,1	7,6	11	8,5	16	7,6
MACS3-6	12	4,1	7,5	4,4	3,1	6,5	1,8	6,1	2,2	6,0	3,2	4,0	5,2	2,0
MACS3-7	12	9,5	9,0	9,3	7,9	9,6	8,7	8,5	8,9	7,3	11	5,9	14	6,6
MACS3-8	20	12	16	13	13	14	11	14	11	13	11	12	13	12
MACS3-9	20	18	17	17	16	18	17	17	17	15	19	14	22	15
MACS3-10	20	20	21	19	18	19	15	18	16	19	18	19	20	17
MACS3-12	17	15	14	15	14	14	15	12	13	13	16	14	21	13
MACS3-13	8,1	7,9	7,7	7,2	6,2	6,8	4,6	5,8	5,8	6,5	6,3	7,1	7,4	6,1
MACS3-14	9,1	6,6	8,5	6,6	5,6	8,0	4,4	6,5	5,0	6,1	5,6	6,3	7,2	6,0
MACS3-15	9,5	4,9	6,0	5,2	4,5	5,6	3,3	5,7	3,5	3,9	3,9	4,2	5,9	4,1
MACS3-16	8,7	6,8	7,1	7,4	6,4	7,0	5,4	4,9	5,3	5,4	5,2	7,2	5,9	6,2
MACS3-17	8,8	4,1	6,3	4,6	2,8	5,3	1,8	4,8	2,2	4,9	3,5	3,4	4,9	2,0
MACS3-18	8,5	6,0	4,7	5,3	4,8	5,1	6,5	4,2	6,5	3,8	7,5	3,2	10,0	4,4

Table S7: Paramètres LA-ICP-MS d'analyses de la composition élémentaire de la fluorite.

Laboratory and Sample Preparation	
Laboratory name	Géosciences Paris-Saclay (GEOPS), University Paris-Saclay, Orsay, France
Sample type/mineral	Fluorite
Sample preparation	Polished fragments of fluorite in epoxy mounts
Imaging	Optical and cathodoluminescence microscopy
Laser ablation system	
Make, Model and type	193nm ArF Photon Machines (Teledyne)
Ablation cell	HelEx
Laser wavelength (nm)	193 nm
Pulse width (ns)	5 ns
Fluence (J.cm <sup>-2</sup> )	6,25 J.cm <sup>-2</sup>
Repetition rate (Hz)	10 Hz
Pre-ablation	each spot during 3 s, 110 µm
Ablation duration (secs)	30 s
Spot size (µm)	85 µm
Sampling mode / pattern	Static spot ablation
Carrier gas	He
Cell carrier gas flow (L.min <sup>-1</sup> )	Helium, Lage volume: 0.5 L.min <sup>-1</sup> , Inner cup: 0.3 L.min <sup>-1</sup>
ICPMS instrument	
ICPMS instrument Make, Model & type	ThermoScientific Element XR
Sample introduction	Ablation aerosol. Squid homogenizer placed in front of the torch
RF power (W)	1300 W
Make-up gas flow in ablation funnel (L.min <sup>-1</sup> )	Ar=0.950 to 1 L.min <sup>-1</sup> , N <sub>2</sub> =0.8 to 1.5 mL.min <sup>-1</sup>
Data processing package	lolite4

Table S8: Paramètres LA-ICP-MS d'analyses de la composition élémentaire de la calcite.

Laboratory and Sample Preparation	
Laboratory name	Géosciences Paris-Saclay (GEOPS), University Paris-Saclay, Orsay, France
Sample type/mineral	Calcite
Sample preparation	Polished fragments of calcite in epoxy mounts
Imaging	Optical and cathodoluminescence microscopy
Laser ablation system	
Make, Model and type	193nm ArF Photon Machines (Teledyne)
Ablation cell	HelEx
Laser wavelength (nm)	193 nm
Pulse width (ns)	5 ns
Fluence (J.cm <sup>-2</sup> )	2 J.cm <sup>-2</sup>
Repetition rate (Hz)	8 Hz
Pre-ablation	each spot during 3 s, 155 µm
Ablation duration (secs)	30 s
Spot size (µm)	150 µm
Sampling mode / pattern	Static spot ablation
Carrier gas	He
Cell carrier gas flow (L.min <sup>-1</sup> )	Helium, Lage volume: 0.5 L.min <sup>-1</sup> , Inner cup: 0.3 L.min <sup>-1</sup>
ICPMS instrument	
ICPMS instrument Make, Model & type	ThermoScientific Element XR
Sample introduction	Ablation aerosol. Squid homogenizer placed in front of the torch
RF power (W)	1300 W
Make-up gas flow in ablation funnel (L.min <sup>-1</sup> )	Ar=0.950 to 1 L.min <sup>-1</sup> , N <sub>2</sub> =0.8 to 1.5 mL.min <sup>-1</sup>
Data processing package	lolite4

## Annexe 2 : Article 2- Informations complémentaires

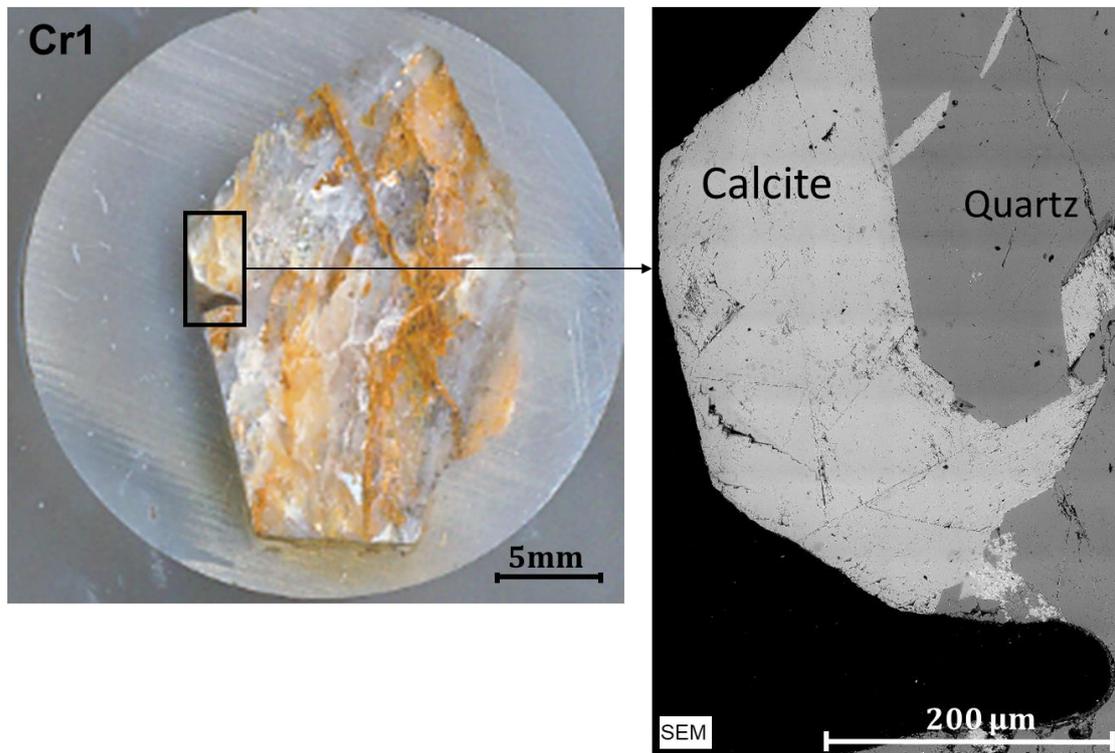


Figure S2.1: Image au microscope électronique à balayage (SEM) de la carbonatite de Tamazeght (Cr1).

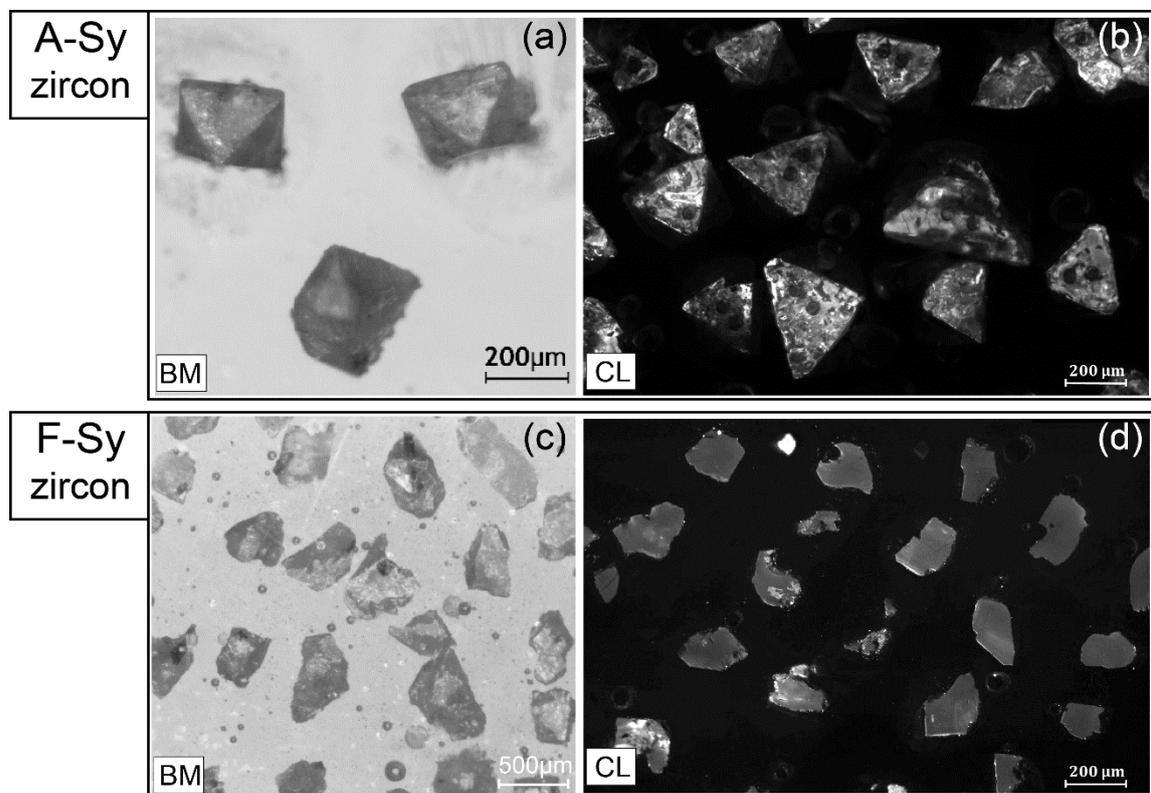


Figure S2.2: Images en microscopie binoculaire (BM) et en cathodoluminescence (CL) des cristaux de zircon séparés provenant de différentes roches étudiées.

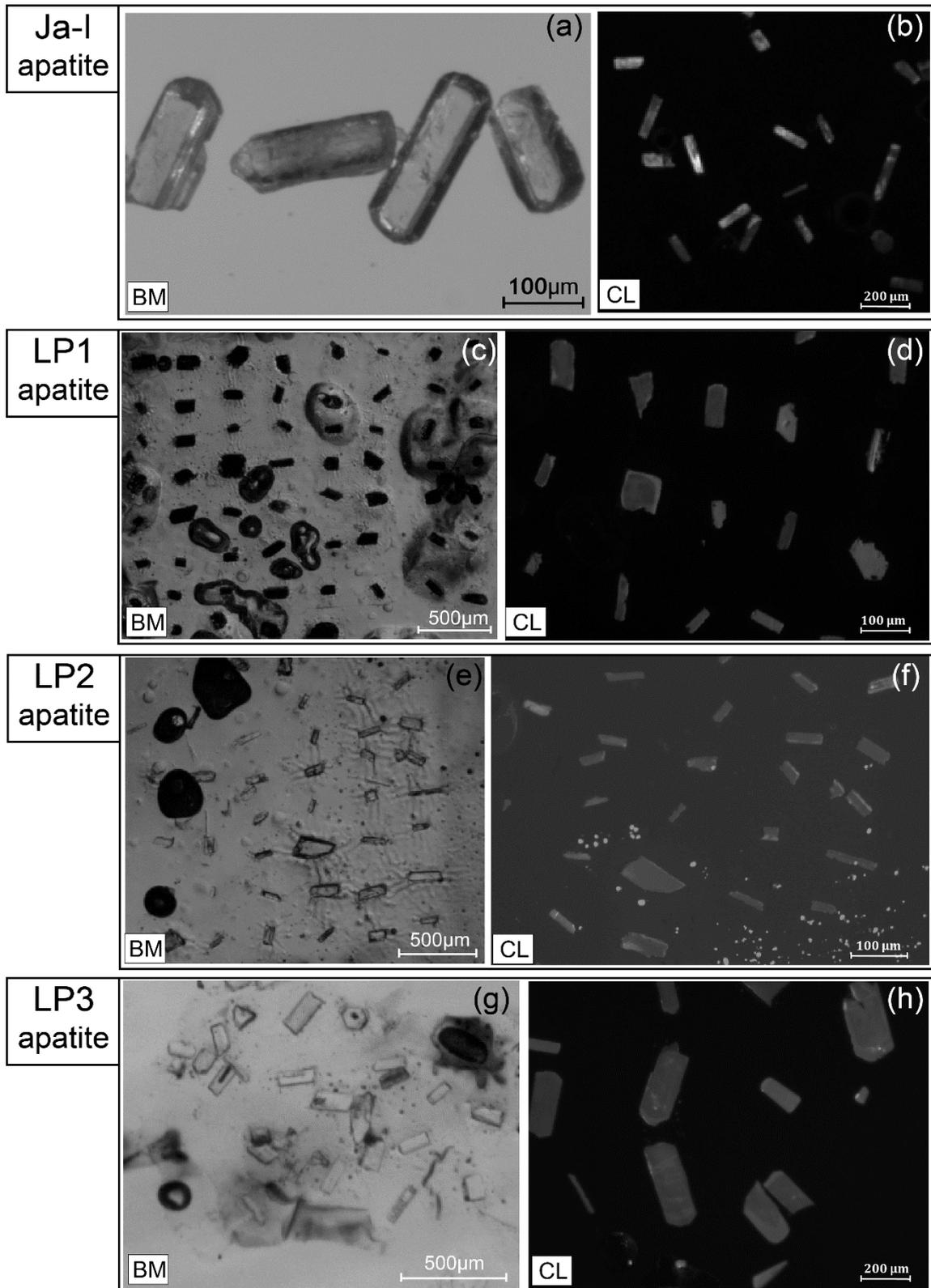


Figure S2.3: Images en microscopie binoculaire (BM) et en cathodoluminescence (CL) de cristaux d'apatite séparés de différentes roches étudiées.

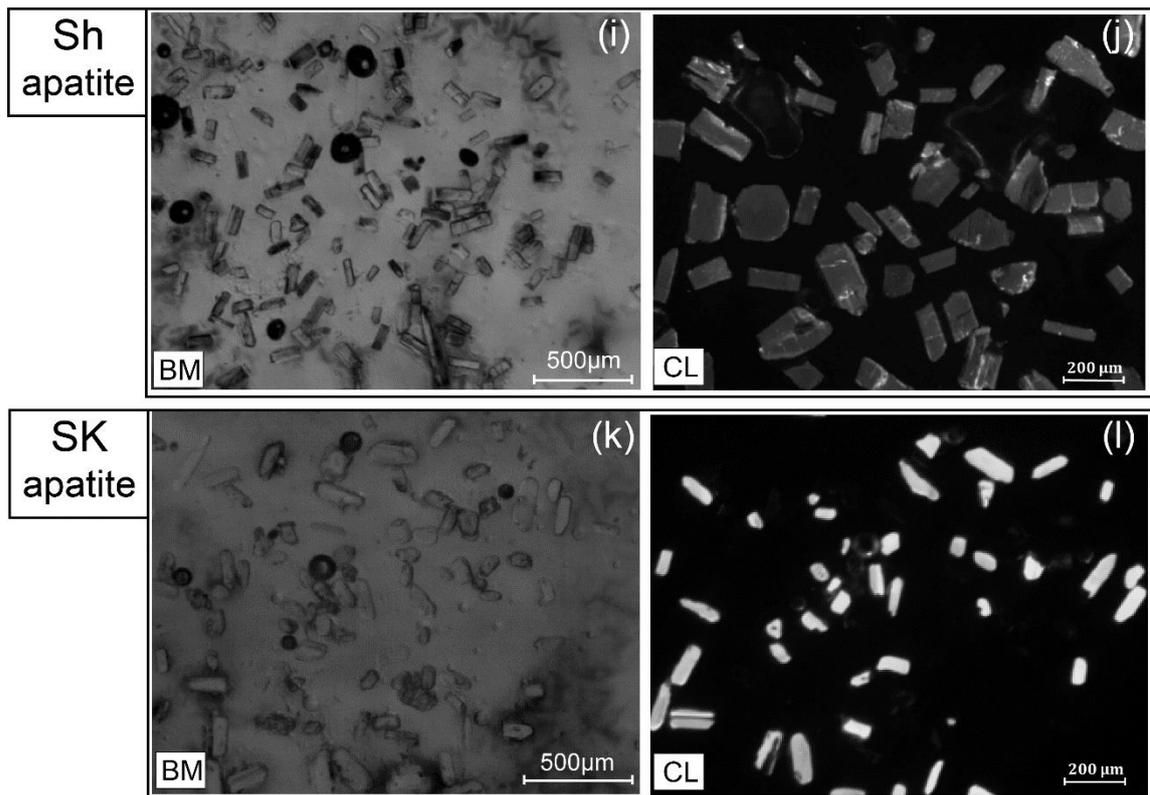


Figure S2.3: Suite

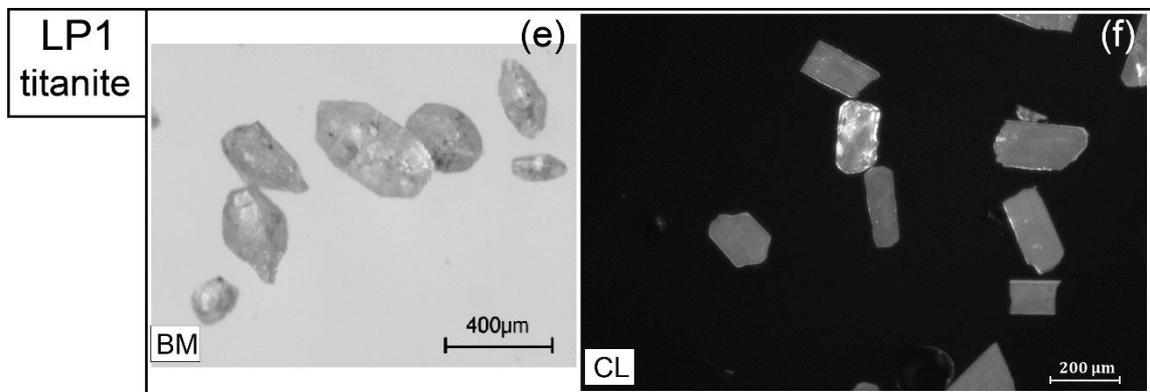


Figure S2.4: Images en microscopie binoculaire (BM) et en cathodoluminescence (CL) de cristaux de titanite séparés de lamprophyre Lp1.

## Annexe 2

Table S2.1: Données de datation U-Pb pour les apatites des roches du complexe magmatique de Tamazeght.

Roche	Spot	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	2se%	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2se%	rho
Jacupirangite-jolite (apatite)	Ja-l 1	6.91549	3.71263	0.77704	2.14359	-0.14991
	Ja-l 2	23.38590	3.56818	0.69299	2.91766	0.44226
	Ja-l 3	39.29339	4.47479	0.60571	2.44262	-0.19374
	Ja-l 4	2.96953	5.69998	0.80654	1.45613	0.14456
	Ja-l 5	7.17035	5.99244	0.77016	1.71352	-0.08065
	Ja-l 6	15.65262	6.20729	0.72369	2.17568	-0.31780
	Ja-l 7	49.22693	5.26935	0.52897	3.38910	-0.31495
	Ja-l 8	6.13983	7.72662	0.77930	2.28441	-0.07288
	Ja-l 9	16.63427	3.74630	0.71780	3.24148	0.41412
	Ja-l 10	5.28589	4.71170	0.79187	1.89429	0.02462
	Ja-l 11	38.62787	4.04649	0.59574	2.09455	0.10342
	Ja-l 12	6.37357	5.93006	0.79452	2.20977	0.04877
	Ja-l 13	44.82190	3.41333	0.55787	1.83551	0.37714
	Ja-l 14	36.08111	3.42687	0.63074	2.33179	0.23017
	Ja-l 15	4.26529	5.38941	0.79904	1.97795	0.08331
	Ja-l 16	3.89742	11.87409	0.80257	1.73294	0.19791
	Ja-l 17	3.95220	7.24899	0.78724	1.57399	-0.07860
	Ja-l 18	29.30345	3.42783	0.66225	2.59701	0.32104
	Ja-l 19	7.54591	6.76709	0.76479	1.39215	-0.02816
	Ja-l 20	62.17009	4.28278	0.46231	2.98603	-0.23738
	Ja-l 21	7.95929	7.83069	0.76857	1.71849	-0.13160
Shonkinitite (apatite)	Sh1	5.34139	3.44603	0.78863	2.25427	0.58375
	Sh2	4.65681	4.35849	0.79073	2.22166	0.56570
	Sh3	4.68685	3.90545	0.80017	3.11133	0.50510
	Sh4	2.20071	3.26804	0.79131	1.15380	0.47449
	Sh5	4.26542	4.03529	0.77121	1.83973	0.29561
	Sh6	5.37146	4.34429	0.78639	2.66195	0.37354
	Sh7	5.33706	4.40875	0.79124	2.59655	0.75636
	Sh8	3.59181	7.14709	0.77336	3.23806	0.20620
	Sh9	7.13926	5.02428	0.78548	4.41383	0.35705
	Sh10	2.38687	4.67359	0.80070	1.13783	0.21709
	Sh11	2.22628	3.61558	0.80805	1.59832	0.45501
	Sh12	4.53916	4.62960	0.77696	3.90093	0.64544
	Sh13	1.97609	5.11692	0.79530	1.14837	0.30075
	Sh14	10.55326	4.51354	0.75447	3.46536	0.68513
	Sh15	5.83649	3.60035	0.77549	1.85112	0.62102

## Annexe 2

Table S2 1: Suite.

Roche	Spot	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	2se%	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2se%	rho
Skarn (apatite)	Sk 1	11.20835	5.70856	0.78921	3.23627	0.08483
	Sk 2	78.70372	3.66810	0.39125	2.95684	-0.58832
	Sk 3	0.11739	8.29853	0.88733	3.06138	0.17422
	Sk 4	0.11942	26.29695	0.84104	3.35281	0.06969
	Sk 5	0.05903	16.12233	0.86901	3.70128	0.18683
	Sk 6	0.03760	18.77376	0.86458	3.07653	0.06260
	Sk 7	0.05567	17.96554	0.89012	3.29029	0.16174
	Sk 8	93.79338	3.14773	0.31036	3.38313	-0.66131
	Sk 9	88.09148	3.60154	0.32818	4.77779	-0.79634
	Sk 10	0.02663	22.75095	0.83145	3.72427	0.00144
	Sk 11	0.09136	7.99661	0.87564	3.01242	0.23196
Lamprophyre (apatite)	Lp1-1	12.38954	5.77905	0.77049	4.28970	0.49945
	Lp1-2	8.73447	4.73512	0.77502	3.50481	0.54910
	Lp1-3	14.97930	8.37229	0.73363	3.48151	0.25785
	Lp1-4	8.14306	9.15456	0.78006	3.15307	-0.10176
	Lp1-5	4.49322	5.79459	0.79852	2.87817	0.10232
	Lp1-6	4.36735	4.19645	0.80760	2.20612	0.30009
	Lp1-7	4.25256	5.66630	0.81370	2.83082	0.36555
	Lp1-8	6.66754	7.74969	0.78985	2.71597	0.28490
	Lp1-9	4.55740	4.24085	0.78295	2.59248	0.48143
	Lp1-10	9.21660	4.64252	0.75521	2.34481	-0.04737
	Lp1-11	2.95906	8.44872	0.81788	2.37698	0.21123
	Lp1-12	13.40077	4.42789	0.76942	2.92105	0.38539
	Lp1-13	3.22583	6.94475	0.80121	1.18471	0.09534
	Lp1-14	7.91084	5.10675	0.79230	2.99972	0.30663
	Lp1-15	12.65434	6.75979	0.72566	3.83029	0.38803
	Lp1-16	3.88705	4.54116	0.78378	2.14762	0.27617
	Lp1-17	6.98637	4.91093	0.78513	3.02560	0.36301
	Lp1-18	6.65146	4.63635	0.77346	1.82277	0.35312
	Lp1-19	6.36323	6.98667	0.78889	1.94817	-0.06182
	Lp1-20	3.21718	4.62023	0.79970	1.76857	0.21678
	Lp1-21	4.76102	4.01869	0.79317	2.51978	-0.29183
	Lp1-22	4.34989	6.63802	0.80684	2.28900	0.07084
	Lp1-23	3.52551	12.11674	0.80006	1.98149	-0.01148

Annexe 2

Table S2.1: Suite.

Roche	Spot	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	2se%	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2se%	rho
Lamprophyre (apatite)	Lp2-1	22.760784	8.567571	0.7247227	10.926027	0.8320212
	Lp2-2	32.311218	12.99446	0.7005390	12.792863	0.5385601
	Lp2-3	12.11650	10.02731	0.7757428	8.56206125	0.3780824
	Lp2-4	20.86812	17.31963	0.7392135	11.9457336	0.7632157
	Lp2-5	19.879305	10.32958	0.7121452	12.5412729	0.5767400
	Lp2-6	18.46216	13.71623	0.6700682	13.3390007	0.6359327
	Lp2-7	19.190473	11.189428	0.7379874	10.5071278	0.59060392
	Lp2-8	45.835967	9.8406497	0.6690805	12.5237335	0.52005821
	Lp2-9	31.71829	10.076197	0.7702414	16.6065984	-0.04087935
Lamprophyre (apatite)	Lp3-1	26.799353	15.7189658	0.6296710	10.5886218	-0.08694106
	Lp3-2	19.098947	8.85002561	0.7999485	11.3700426	0.665814996
	Lp3-3	14.051557	9.41947709	0.7647710	12.0656937	0.463431629
	Lp3-4	5.7620157	17.5821300	0.7703096	6.87925013	0.507928967
	Lp3-5	23.580202	7.99799480	0.6794761	9.63860066	0.551320630
	Lp3-6	24.797685	10.4598849	0.7599362	15.7130784	0.985329181
	Lp3-7	18.518537	9.95984210	0.6903585	9.92419749	0.47096082
	Lp3-8	-0.054682	-45.763482	1.3767162	70.2457515	-0.01363183
	Lp3-9	11.890522	13.0501479	0.7419096	8.99443442	0.6954319889
	Lp3-10	0.8492059	949.617392	1.1356393	83.2236492	0.103426650
	Lp3-11	21.991365	7.61894913	0.6740628	9.76266123	0.723406517
	Lp3-12	11.179611	8.46250547	0.7361362	6.92242834	0.659785877
	Lp3-13	15.445562	7.53044999	0.7113423	8.78191993	0.502206679
	Lp3-14	15.742980	8.51859752	0.6809716	8.768452542	0.538167958
	Lp3-15	20.757726	10.4642040	0.7098536	9.05160303	0.796505330
	Lp3-16	19.479831	7.45910310	0.7701851	8.23537253	0.386472526
	Lp3-17	13.027247	11.4185621	0.7001451	8.78352330	0.460867484
	Lp3-18	11.945902	12.7615693	0.7397449	7.43378750	0.116736148
	Lp3-19	5.32281911	7.51405295	0.8516375	9.20096230	0.781228417
	Lp3-20	17.4589272	9.00169119	0.7338203	11.52364861	0.676707998
	Lp3-21	24.8373611	7.49047604	0.7650269	8.479341465	0.623119160
	Lp3-22	10.8536313	12.9808458	0.7599345	7.748487799	0.604334024

Annexe 2

Table S2.2. Données de datation U-Pb pour les zircons des roches du complexe magmatique de Tamazeght.

Roche	Spot	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	2se%	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2se%
Foid-syenite (zircon)	F-Sy 1	141.6430595	3.399433427	0.0439	8.7
	F-Sy 2	130.2083333	3.125000000	0.1031	7.8
	F-Sy 3	141.0437236	2.820874470	0.0462	4.8
	F-Sy 4	143.8021283	2.674719585	0.04479	3.8
	F-Sy 5	137.9310345	3.03448276	0.0544	4.0
	F-Sy 6	143.0615165	2.632331902	0.0473	4.2
	F-Sy 7	126.4222503	3.539823009	0.1201	11
	F-Sy 8	140.8450704	4.225352113	0.0699	14
	F-Sy 9	145.3488372	2.906976745	0.0446	4.9
	F-Sy 10	132.1003963	5.548216645	0.077	14
	F-Sy 11	145.137881	3.773584906	0.0499	5.6
	F-Sy 12	149.2537313	5.373134330	0.0467	18
	F-Sy 13	140.0560224	3.36134454	0.0477	4.6
	F-Sy 14	146.8428781	3.817914832	0.0406	12
	F-Sy 15	140.4494382	4.213483147	0.0711	18
	F-Sy 16	145.9854015	3.211678831	0.0439	6.4
	F-Sy 17	137.9310345	3.862068965	0.0732	10
	F-Sy 18	151.9756839	3.647416413	0.0415	16
	F-Sy 19	146.627566	3.225806452	0.0449	11
	F-Sy 20	140.291807	2.665544331	0.0481	4.6
	F-Sy 21	147.080453	2.794528607	0.0436	9.2
	F-Sy 22	149.0312966	3.278688523	0.0418	10
	F-Sy 23	150.3759398	3.308270677	0.0445	9.9
	F-Sy 24	141.4427157	3.111739746	0.0434	6.5
	F-Sy 25	116.6861144	4.667444573	0.1993	5.6
Syénite à feldspath alcalin (zircon)	A-Sy 1	137.3626374	4.120879119	0.0744	12
	A-Sy 2	146.1988304	3.508771931	0.0582	7.9
	A-Sy 3	134.7708895	3.504043126	0.0995	10
	A-Sy 4	63.33122229	9.879670677	0.171	7.6
	A-Sy 5	132.6259947	3.97877984	0.0817	6.4
	A-Sy 6	147.2103636	2.708670690	0.0604	7.6
	A-Sy 7	149.2537313	3.283582090	0.0558	8.2
	A-Sy 8	132.8021248	3.984063746	0.0905	12
	A-Sy 9	136.425648	4.092769442	0.0718	17
	A-Sy 10	77.7000777	5.905205904	0.1551	6.2
	A-Sy 11	150.8523156	2.504148439	0.0547	9.5
	A-Sy 12	142.0454545	3.409090910	0.0599	8.3
	A-Sy 13	142.8571429	3.142857142	0.0821	7.6
	A-Sy 14	29.60331557	4.26287744	0.2142	6.1

## Annexe 2

Table S2.3: Données de datation U-Pb pour des titanites des lamprophyres de Tamazeght.

Roche	Spot	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	2se%	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2se%
Lamprophyre (titanite)	Lp1- 1	52.10679	4.23456	0.52467	3.45921
	Lp1- 2	59.62012	4.95549	0.48770	3.89486
	Lp1- 3	50.93185	4.55506	0.51507	3.96836
	Lp1- 4	52.53417	5.02388	0.52548	4.13677
	Lp1- 5	52.10383	4.24569	0.54654	4.25951
	Lp1- 6	68.03039	5.41683	0.47849	6.25447
	Lp1- 7	41.48223	4.75055	0.61321	4.11375
	Lp1- 8	52.28265	3.99680	0.53846	3.43301
	Lp1- 9	69.97945	4.72001	0.47043	4.78510
	Lp1- 10	71.75741	5.40368	0.43783	6.39667
	Lp1- 11	65.81704	4.78015	0.45125	5.30666
	Lp1- 12	65.16497	4.80256	0.47245	4.60986
	Lp1- 13	42.92606	4.47013	0.58803	3.50027
	Lp1- 14	12.99470	7.41567	0.72936	4.18274
	Lp1- 15	57.97246	4.97696	0.50223	4.89898
	Lp1- 16	50.73531	4.67330	0.54705	4.56491
	Lp1- 17	67.50282	4.06248	0.45810	2.97238
	Lp1- 18	57.14470	3.83332	0.52017	3.07744
	Lp1- 19	7.27693	8.07454	0.75240	2.83118
	Lp1- 20	29.73926	5.02155	0.63986	3.74943

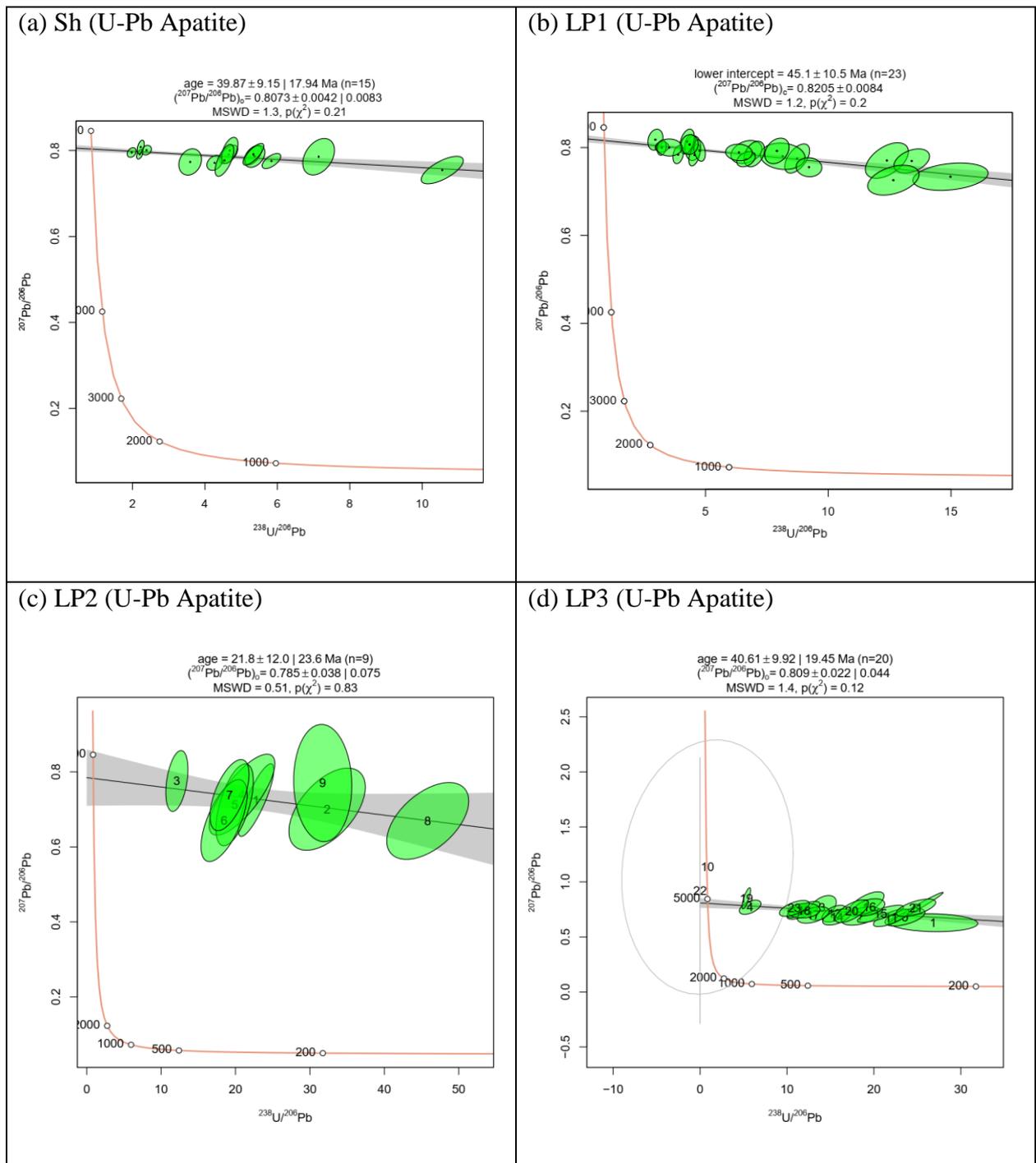


Figure S2.5: Diagrammes de Tera-Wasserburg des données exclus pour les apatites provenant des roches du complexe magmatique de Tamazeght. (a) Shonkinite; (b-d) Lamprophyre.

## Annexe 3 : Informations complémentaires

Table S3.1: Données de datation U-Pb de la fluorite provenant de divers sites du district de Bou-Izourane.

Site	Echantillon et spot	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	2se%	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2se%
	BZ4-1	217.339886684174	8.16206906038883	0.0462048994372417	14.368903284762
	BZ4-2	224.48140527403	6.30970009487780	0.0613118704362359	25.366562469044
	BZ4-3	235.604037946153	4.57462828787586	0.0534147718624721	15.7431182891247
	BZ4-4	202.170573930639	11.8556222395287	0.22051543356815	61.9930712333084
	BZ4-5	195.807963647308	9.87078750738294	0.0883717666933208	37.2951836244771
	BZ4-6	233.563929815099	7.23521811147157	0.0582730820158678	16.1115805641035
	BZ4-7	158.236099441656	10.421336653381	0.330755981493581	45.1999379125482
	BZ4-8	185.50324832246	9.55514706256053	0.157597446746998	38.47514727616
	BZ4-9	208.634015335187	6.80185238850035	0.270265083504665	51.1603899726220
	BZ4-10	102.956394653436	23.5232577219661	0.542928601305265	35.9011422126414
	BZ4-11	232.291920315692	5.57075858906843	0.104726824464295	13.5531876123818
	BZ4-12	189.843565150552	8.24297549792706	0.165345193350954	27.6910673811117
	BZ4-13	141.258168922778	12.7916018425576	0.35695265843519	19.2732421277207
	BZ4-14	20.4379295966295	8.9020015388273	0.848505891204312	9.18149892245833
	BZ4-15	0.478347962239609	8.27786690237122	0.836612638402087	2.72256133426268
	BZ4-16	177.826317096883	11.3543986884578	0.437637649697783	43.4027350028871
	BZ4-17	194.358178002574	8.85452604973323	0.299297643156797	37.5398145981737
	BZ4-18	0.251164387363872	4.85616944088174	0.835738240149355	2.84807475094973
Bou-Izourane	BZ5-1	70.5206365712689	112.464891264260	0.357220986916663	351.395086090900
	BZ5-2	41.8390374862899	52.1436020070233	0.239071696342629	361.06180671089
	BZG1-1	4.761904762	52.38095238	0.47	306
	BZG1-2	4.048582996	37.24696355	1.8	89
	BZG1-3	5.813953488	34.8837209	1.9	74
	BZG1-4	68.49315068	28.7671233	0.15	3.9e+2
	BZG1-5	8.547008547	41.02564103	1.06	49
	BZG1-6	123.4567901	24.69135803	0.31	1.3e+2
	BZG1-7	1.063829787	4.7872341	0.737	3.1
	BZG1-8	79.36507937	44.44444445	1.2	2.0e+2
	BZG1-9	1.234567901	34.5679013	1.3	92
	BZG1-10	102.0408163	27.55102041	-0.39	-5.6e+2
	BZG1-11	0.769230769	17.6923078	0.794	11
	BZG1-12	1	33	0.85	1.12e+3
	BZG1-13	0.99009901	33.6633664	0.6	687
	BZG1-14	29.41176471	35.29411765	1.7	1.1e+2
	BZG1-15	4.464285714	38.39285715	2.5	2.2e+2
	BZG1-16	1.587301587	41.2698413	-0.5	-288
	BZG1-17	18.86792453	92.45283016	-0.69	-251
	BZG1-18	4.464285714	24.10714287	1.49	36
	BZG1-19	5.524861878	54.69613260	0.18	1.8e+3
	BZG1-20	2.941176471	35.29411765	0.51	247
BZG1-21	0.128205128	30.769231	1.53	53	
BZG1-22	2.202643172	11.0132159	1.13	29	

Annexe 3

Table S3. 1: Suite

Site	Echantillon et spot	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	2se%	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2se%	
Takkat	TK3-1	1.78055612767199	18.1101178142224	1.49812956570676	28.3761031691793	
	TK3-2	3.67748370651844	17.2134251960870	1.61206583514094	39.9633883776824	
	TK3-3	10.374765597444	48.7384576704052	0.271076867876267	217.826497413162	
	TK3-4	2.64145000656281	18.9894370144569	1.35620052131696	39.003535098586	
	TK3-5	4.64287749702576	16.5895267816457	1.25911322819768	20.2544064419729	
	TK3-6	14.2188391180357	26.8352366687531	1.28200983409882	33.7712809364440	
	TK3-7	1.61737075029281	51.8944443778644	3.20456933008932	78.3417686439851	
	TK3-8	1.89790321494413	20.7152089773591	1.91385210807692	38.8673965582477	
	TK3-9	1.65040448196225	19.4252042261247	1.09209253322735	15.4033648041290	
	TK3-10	0.0276447988408747	10.1767435122341	0.835995091438829	3.64643516164626	
	TK4-1	0.511253012096654	7.62787153023458	0.873102119089971	3.20045629878674	
	TK4-2	15.065369214192	11.1283164214928	1.13978825598938	13.416620398233	
	TK4-3	0.583423901066979	5.81043325790053	0.892496034238936	4.07833772875711	
	TK4-4	34.0713952264724	72.4119357597177	1.83654337445382	93.9853791084613	
	TK4-5	1.03191128753601	10.6392866818386	0.985649403681991	19.1224026702805	
	TK4-6	2.07043416853845	17.8817881692135	1.33729888603069	27.9194814605750	
	Tabja	TAC1-1	21.73913043	30.43478262	-14	-2.2e+2
		TAC1-2	9.174311927	27.5229358	3.4	44
		TAC1-3	13.88888889	38.88888889	1.36	71
		TAC1-4	33.33333333	46.66666668	0.5	1.9e+2
TAC1-5		0.153846154	109.230769	1.5	87	
TAC1-6		3.225806452	32.25806450	1.1	2.1e+2	
TAC1-7		3.125	34.3750000	2	55	
TAC1-8		6.493506494	36.36363637	3.6	1.2e+2	
TAC1-9		3.558718861	30.24911031	-0.19	-1.20e+3	
TAC1-10		55.24861878	35.9116022	0.03	3.0e+3	
TAC1-11		4.385964912	32.89473685	0.77	48	
TAC1-12		2.702702703	32.4324324	2.02	39	
TAC1-13		0.699300699	32.867133	3.2	84	
TAC1-14		14.28571429	37.14285713	1.4	71	
TAC1-15		14.70588235	35.29411766	0.48	1.4e+2	
TAC1-16		49.26108374	33.49753695	1.7	1.2e+2	
TAC1-17		5.882352941	32.94117647	-20	-1.3e+2	
TAC1-18		33.44481605	7.692307693	0.679	8.7	
TAC1-19		42.19409283	32.48945149	0.72	17	
TAC1-20		16.94915254	25.42372882	1.09	44	
TAC1-21		2.024291498	15.1821862	0.8	13	
TAC1-22		43.10344828	31.89655171	0.52	1.4e+2	
TAC1-23		0.427350427	26.9230769	0.76	1.1e+2	
TAC1-24		0.757575758	12.878788	0.79	12	
TAC1-25		15.38461538	32.30769232	2.21	40	
TAC1-26		7.575757576	12.8787879	0.77	16	

Annexe 3

Table S3. 1: Suite

Site	Echantillon et spot	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	2se%	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2se%
Bou-Imtessene	BM2-1	3.03030303	57.57575760	1.41	52
	BM2-2	10	56	0.65	155
	BM2-3	166.6666667	56.66666665	-0.07	-5.0e+2
	BM2-4	30.3030303	48.48484849	1.39	50
	BM2-5	3.703703704	40.74074074	1.44	29
	BM2-6	26.45502646	6.613756613	0.532	4.9
	BM2-7	14.43001443	9.379509380	0.7	16
	BM2-8	33.22259136	9.302325582	0.553	10
	BM2-9	0.188679245	22.641509	0.624	3.0
	BM2-10	25.97402597	15.84415585	0.5	92
	BM2-11	41.66666667	30.83333333	0.42	60
	BM2-12	17.85714286	32.14285714	0.96	44
	BM2-13	98.23182711	6.777996071	0.221	6.8
	BM2-14	1.136363636	34.0909091	0.78	1.2e+2
	BM2-15	5.434782609	13.0434783	0.7	17
	BM2-16	0.561797753	29.7752809	1.8	89
Tamazeght	TM1A-1	33.33333333	33.33333333	0.01	9.8e+3
	TM1A-2	1.5625	31.250000	0.7	93
	TM1A-3	3.225806452	38.70967743	1.7	1.2e+2
	TM1A-4	1.818181818	43.636364	-1	-2.9e+2
	TM1A-5	1.01010101	23.2323233	1.82	47
	TM1A-6	33.33333333	43.33333332	-0.69	-216
	TM1A-7	-200	-220	-0.66	-1.1e+2
	TM1A-8	12.5	50.0	1.1	1.1e+2
	TM1A-9	3.225806452	45.16129032	0.42	826
	TM1A-10	14.08450704	54.92957747	0.62	250
	TM1A-11	3.25732899	12.7035831	0.98	20
	TM1A-12	4.761904762	52.38095238	0.22	4.0e+2
	TM1A-13	15.15151515	30.30303031	1.27	60
	TM1A-14	21.73913043	23.91304349	1.1	1.1e+2
	TM1A-15	0.27027027	67.5675675	3.2	1.1e+2
	TM1A-16	7.874015748	45.66929134	0.48	331
	TM1A-17	3.333333333	39.99999999	0.52	713
	TM1A-18	0.555555556	55.5555555	1.5	1.3e+2
	TM1A-19	8.695652174	31.30434782	-5.5	-1.0e+2
	TM1A-20	9.615384615	39.42307692	2.9	76
TM1B-1	2.564102564	30.7692308	2.4	42	
TM1B-2	9.090909091	39.09090909	0.045	2980	
TM1B-3	0.735294118	30.147059	-0.92	-155	
TM1B-4	43.47826087	35.65217391	0.37	95	
TM1B-5	1.123595506	29.2134832	2.7	48	
TM1B-6	0.751879699	33.8345865	2.3	1.2e+2	
TM1B-7	1.666666667	26.6666666	2.1	76	

Annexe 3

Table S3. 1: Suite

Site	Echantillon et spot	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	2se%	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2se%
Tamazeght	TM1B-8	2.325581395	25.5813954	4.5	51
	TM1B-9	13.33333333	46.66666668	1.56	52
	TM1B-10	14.49275362	34.78260870	2.1	57
	TM1B-11	12.65822785	32.91139240	2	95
	TM1B-12	2.770083102	25.4847645	1	77
	TM1B-13	28.57142857	34.28571429	1.15	77
	TM1B-14	7.352941176	45.58823530	0.16	5.0e+2
	TM1B-15	2.564102564	41.02564101	4.8	88
	TM1B-16	3.125	37.50000	1.06	40
	TM1B-17	1.098901099	23.0769230	1.06	36
	TM1B-18	18.51851852	38.88888889	0.75	72
	TM1B-19	39.0625	35.54687501	1.2	1.2e+2
	TM1B-20	13.51351351	59.45945947	0.11	3.3e+2
	TM1B-21	4.761904762	45.23809523	0.22	659
	TM1B-22	6.211180124	39.75155279	1.1	1.3e+2
	TM1B-23	3.448275862	44.82758622	0.68	76
	TM1B-24	11.36363636	30.68181819	0.43	2.1e+2
	TM1B-25	1.086956522	32.6086956	3.8	58
	TM1B-26	2.702702703	43.24324324	0.33	2.9e+2
	TM1B-27	8.928571429	33.92857143	-0.09	-6.1e+2
	TM1B-28	1.123595506	28.0898876	2.8	46
	TM1B-29	8.403361345	31.93277311	0.78	159
	TM1B-30	29.15451895	27.98833819	1.05	26
	TM1B-31	162.8664495	15.30944625	0.61	57
	TM1B-32	14.28571429	37.14285713	0.85	1.1e+2
	TM1B-33	3.03030303	26.3636364	2.6	69
	TM1B-34	5.586592179	33.5195531	4.5	82
	TM1B-35	109.8901099	53.84615384	0.11	2.5e+2
	TM1B-36	1.098901099	25.2747253	1.76	30
	TM1B-37	3.333333333	33.33333333	2.1	62
	TM1B-38	33.33333333	53.33333335	1.2	1.0e+2
	TM1B-39	85.47008547	32.47863248	1.08	69
	TM1B-40	2.941176471	32.3529412	1.22	63
	TM1B-41	8	32.80	3.1	74
	TM1B-42	1.785714286	26.7857143	1.26	45
	TM1B-43	21.73913043	41.30434783	0.59	54
	TM1B-44	21.27659574	36.1702128	2.9	86
	TM1B-45	6.493506494	33.76623376	-10	-2.0e+2
	TM1B-46	7.407407407	31.11111111	4.7	89
	TM1B-47	56.49717514	25.98870057	1.03	59
	TM1B-48	55.55555556	46.66666667	0.17	2.7e+2

Table S3. 1: Suite

Site	Echantillon et spot	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	2se%	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2se%
Tamazeght	TM2-1	3.333333333	36.66666666	1.8	72
	TM2-2	1.086956522	31.5217391	1.7	71
	TM2-3	9.433962264	41.50943396	0.68	165
	TM2-4	7.042253521	31.6901409	0.38	1.1e+2
	TM2-5	5.076142132	15.7360406	0.87	33
	TM2-6	20	50	1.3	1.2e+2
	TM2-7	20	48	2.2	1.0e+2
	TM2-8	19.60784314	39.2156863	0.11	1.1e+3
	TM2-9	11.11111111	41.11111112	2.4	63
	TM2-10	6.802721088	30.61224490	1.07	38
	TM2-11	12.82051282	34.61538461	0.91	65
	TM2-12	17.85714286	32.14285714	0.74	77
	TM2-13	15.15151515	33.33333334	1.03	52
	TM2-14	8	28.0	0.98	71
	TM2-15	8.196721311	39.34426229	0.57	63
	TM2-16	7.299270073	32.84671533	0.35	2.2e+2
	TM2-17	1.428571429	24.2857143	0.93	63
	TM2-18	15.87301587	25.39682540	1.32	33
	TM2-19	5.714285714	25.14285715	0.85	66
	TM2-20	0.819672131	21.3114755	3.8	66
	TM2-21	2.564102564	33.3333333	2.3	87
	TM2-22	6.711409396	30.20134229	0.88	83
	TM2-23	3.703703704	31.11111110	2.11	37
	TM2-24	4.166666667	37.500	0.94	53
	TM2-25	2.564102564	28.2051282	2.9	1.5e+2
	TM2-26	2.141327623	11.5631691	0.68	7.1
	TM2-27	40.98360656	39.75409835	0.76	149
	TM2-28	18.51851852	25.92592593	0.81	1.0e+2
	TM2-29	20	38	0.33	1.5e+2
	TM2-30	40.98360656	31.14754098	1.6	69
	TM2-31	22.22222222	28.88888889	0.89	44
	TM2-32	13.69863014	43.83561643	0.44	1.6e+2
	TM2-33	13.88888889	36.11111111	2.4	75
	TM2-34	33.33333333	39.99999999	0.94	195
	TM2-35	23.25581395	39.53488373	2.5	76
	TM2-36	26.24671916	25.72178478	0.67	45
	TM2-37	4.166666667	40.00000000	2.2	91
	TM2-38	60.24096386	40.96385542	0.2	2.7e+2
	TM2-39	17.54385965	31.57894737	0.77	42
	TM2-40	20.83333333	41.66666668	0.01	8.3e+3
	TM2-41	18.18181818	30.90909091	1.02	92
	TM2-42	4.545454545	32.27272728	0.97	51

Annexe 3

Table S3. 1: Suite

Site	Echantillon et spot	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	Zse%	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	Zse%
	TM2-43	2.702702703	45.94594595	0.77	84
	TM2-44	13.33333333	29.33333334	2.2	73
	TM2-45	0.241545894	21.980676	1.5	29
Tamazeght	TM3-1	14.92537313	35.82089553	1.58	41
	TM3-2	7.407407407	56.29629630	0.33	2.1e+2
	TM3-3	15.15151515	36.36363637	1.17	83
	TM3-4	52.08333333	43.22916667	0.53	1.2e+2
	TM3-5	20.40816327	32.65306122	1.3	2.7e+2
	TM3-6	14.92537313	32.8358209	0.66	30
	TM3-7	27.02702703	29.72972973	1.9	79
	TM3-8	19.23076923	40.38461538	2.4	75
	TM3-9	12.5	35.00	1.1	91
	TM3-10	19.23076923	44.2307692	-0.22	-627
	TM3-11	3.875968992	29.84496123	2.2	1.4e+2
	TM3-12	37.03703704	37.03703702	1.1	1.0e+2
	TM3-13	17.24137931	36.20689655	0.67	1.0e+2
	TM3-14	12.12121212	11.39393940	0.91	15
	TM3-15	21.27659574	38.29787235	0.49	343
	TM3-16	6.024096386	33.13253011	1.78	35
	TM3-17	7.874015748	35.4330709	-0.02	-4.0e+3
	TM3-18	3.225806452	35.48387096	1.27	52
	TM3-19	5.102040816	34.18367347	2.7	1.5e+2
	TM3-20	14.28571429	32.85714285	0.71	99
	TM3-21	28.9017341	28.61271677	1.9	45
	TM3-22	74.62686567	24.62686567	0.51	69
	TM3-23	32.25806452	48.38709675	0.36	1.1e+2
	TM3-24	20.40816327	30.61224489	1.01	47
	TM3-25	17.54385965	33.33333333	0.88	1.4e+2
	TM3-26	27.02702703	32.43243243	3.3	79
	TM3-27	43.10344828	41.37931034	-0.1	-6.4e+2
	TM3-28	13.15789474	44.73684210	-0.04	-1.6e+3
	TM3-29	3.472222222	19.4444444	1.81	30
	TM3-30	5.050505051	26.26262626	1.7	32
	TM3-31	40	37.60	-0.18	-3.9e+2
	TM3-32	0.091407678	8.226691	0.726	4.5
	TM3-33	12.98701299	33.76623376	0.66	1.1e+2
	TM3-34	10.63829787	50.00000001	0.69	1.4e+2
	TM3-35	2.127659574	31.914894	1.05	52
TM3-36	55.24861878	38.12154697	0.55	1.6e+2	
TM3-37	0.934579439	26.1682243	2.4	67	
TM3-38	33.00330033	30.03300330	-0.06	-1.0e+3	
TM3-39	13.88888889	36.11111111	0.6	170	

### Annexe 3

Table S3.2: Données concernant les rapports  $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$  et  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  de la calcite post-fluorite provenant de divers sites dans le district de Bou-lzourane.

Sites		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	Sites		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$
Bou-lzourane	BZ1	0,983	0,00002	Bou-Kharouba	BK1	1,283	0,27000
	BZ2	0,938	0,00001		BK2	0,569	0,02769
	BZ3	0,861	0,00003		BK3	1,034	0,05000
	BZ4	0,994	0,00001		BK4	0,983	0,04444
	BZ5	0,927	0,00012		BK5	0,658	0,83226
	BZ6	0,807	0,00001		BK6	0,799	0,00662
	BZ7	1,244	0,08111		BK7	1,098	0,00185
	BZ8	0,916	0,00001		BK8	1,357	0,00593
	BZ9	0,738	0,04252		BK9	1,151	0,00123
	BZ10	2,806	3,35484		BK10	0,837	0,00192
	BZ11	1,023	0,00004	Takkat	TK1	1,095	0,02633
	BZ12	1,044	0,00003		TK2	1,036	0,01942
	BZ13	0,775	0,00016		TK3	1,039	0,01805
	BZ14	0,980	0,00007		TK4	0,887	0,00878
	BZ15	0,924	0,00003		TK5	0,783	0,14348
	BZ16	0,719	0,18876	Tamazeght	TM1	1,194	0,00903
	BZ17	0,801	0,06963		TM2	0,692	0,00193
	BZ18	1,040	0,22400		TM3	0,687	0,01355
	BZ19	0,682	0,00668		TM4	1,060	0,00537
	BZ20	1,020	0,03280		TM5	0,907	0,00509
Tabja	TA1	3,000	0,04500	Bou-Imtessene	BM1	0,826	0,00037
	TA2	1,000	0,00667		BM2	0,964	0,00001
	TA3	1,000	0,34000		BM3	0,929	0,00986
	TA4	1,142	0,00001		BM4	0,898	0,00007
	TA5	1,000	0,00018		BM5	0,840	0,00001
	TA6	1,094	0,06851		BM6	0,765	0,00035
	TA7	0,930	0,09186		BM7	0,930	0,20519
	TA8	0,905	0,06476		BM8	0,758	0,00551
	TA9	0,989	0,70213		BM9	0,902	0,00010
	TA10	0,861	0,03609		BM10	0,856	0,00203
	TA11	0,955	2,13483				
	TA12	0,892	0,14769				
	TA13	1,268	0,06056				

### Annexe 3

Table S3.3: Données relatives aux rapports isotopiques  $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$  et  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  des calcites de faille, collectées sur le site de Bou-Izourane.

Calcite de faille				Calcite de faille			
		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$			$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$
Calcite de faille (N20°)	Cf3-1	1,205357	0,020982	Calcite de faille (N120°)	Cf10-1	1,173077	0,059615
	Cf3-2	0,878049	0,014634		Cf10-2	1,224719	0,103371
	Cf3-3	1,256098	0,022561		Cf10-3	1,080645	1,612903
	Cf3-4	0,805263	0,031053		Cf10-4	1,047619	3,365079
	Cf3-5	1,170404	0,033632		Cf10-5	0,973451	0,066372
Calcite de faille (N20°)	Cf6-1	1,5	0,041176	Calcite de faille (N70°)	Cf11-1	1,075145	0,132948
	Cf6-2	0,331707	0,00439		Cf11-2	1,206061	0,242424
	Cf6-3	0,964286	1,660714		Cf11-3	0,833333	0,037121
	Cf6-4	0,927083	0,029167		Cf11-4	1,159091	0,195455
	Cf6-5	1	0,110638		Cf11-5	0,755556	0,056
Calcite de faille (N120°)	Cf8-1	1,142857	0,472857	Calcite de faille (N50°)	Cf12-1	1,02	0,0156
	Cf8-2	1,595238	0,309524		Cf12-2	0,865019	0,009125
	Cf8-3	1,044944	0,04382		Cf12-3	0,804878	0,007439
	Cf8-4	1,695652	0,181159		Cf12-4	1,04186	0,021395
	Cf8-5	1,058824	0,423529		Cf12-5	0,943787	0,018343