

Ministère de l'enseignement Supérieur et de la recherche Scientifique

وزارة التعليم العالي والبحث العلمي

Badji Mokhtar Annaba University
Université Badji Mokhtar – Annaba
Faculté des Sciences de la Terre



جامعة باجي مختار – عنابة

كلية علوم الأرض

قسم الجيولوجيا

Département de Géologie

Thèse

Présentée pour obtenir le diplôme de

Doctorat En-Sciences

Spécialité : Géologie

Par :

LAGHOUAG Mohamed Yacine

Thème :

Apport des données géologiques, géophysiques, pétrologiques et de la télédétection dans l'étude des grands accidents tectoniques du Nord-Est de l'Algérie. Cas de l'accident du Kef Hahouner – Djebel Debbagh.

Thèse soutenue le **09 Février 2026** devant le jury composé de :

N°	Nom et prénom	Grade	Etablissement	Qualité
01	Chouabbi Abdelmadjid	Prof.	Université Badji Mokhtar -Annaba	Président
02	Chabou Moulley Charaf	Prof	Université Ferhat Abbas -Sétif 1	Rapporteur
03	Laouar Rabeh	Prof	Université Badji Mokhtar -Annaba	Co-rapporteur
04	Tlili Mohamed	MCA	Université Badji Mokhtar -Annaba	Examineur
05	Boubaya Djamel	Prof	Université Larbi tebessi -Tebessa	Examineur
06	Bendaoud Abderrahmane	Prof	Université USTHB -Alger	Examineur

Résumé

La région Nord-Est de l'Algérie est caractérisée par la présence de nombreux accidents et failles importantes qui ont joué et continuent de jouer un rôle essentiel dans la structuration de la région. Le plus important de ces accidents de par son extension est celui du Kef Hahouner – Djebel Debbagh, orienté E-W et dont l'extension et l'origine ne sont pas encore bien contraintes. Des roches volcaniques uniques en Afrique du Nord de par leur composition chimique et minéralogique sont localisées au sein de cet accident. Dans cette étude, les outils de la télédétection et de la géophysique ont été utilisés pour contraindre l'extension dans l'espace de cet accident et de détecter de nouvelles structures qui lui sont liées. Pour résoudre le problème de l'origine et la nature de cet accident, nous avons réalisé des études de terrain, pétrographiques, géochimiques et isotopiques (Sr-Nd-Pb) sur les roches volcaniques du Kef Hahouner. L'utilisation d'outils de télédétection, notamment de scènes MNT, a permis de montrer que l'extension de l'accident du Kef Hahouner-Djebel Debbagh dans l'espace est beaucoup plus importante que ce qui était admis jusqu'à présent. Il semblerait que cet accident s'étende de la région de Thibar, en Tunisie, à l'est, jusqu'à la région de Berrouaghia, en Algérie, à l'ouest, sur plus de 600 km. L'utilisation de l'aéromagnétisme dans la région du Kef Hahouner a révélé que l'accident du Kef Hahouner-Djebel Debbagh était constitué d'un couloir de failles parallèles, et non d'une seule faille. L'étude des roches volcaniques du Kef Hahouner indique qu'elles sont composées d'une association de roches ultrapotassiques affleurant à la base d'une séquence de coulées de lave et de shoshonites constituant des intrusions sub-volcaniques, ainsi que la partie supérieure de l'empilement de coulées de lave susmentionné. Les roches ultrapotassiques sont riches en K_2O , avec un rapport $K_2O/Na_2O > 2$, un [Mg] élevé ($Mg/(Mg + Fe^{2+}) = 0,70-0,72$) et des teneurs élevées en Ni ($173 \mu g.g^{-1}$ [ppm]) et en Cr ($392 \mu g.g^{-1}$). Elles sont fortement enrichies en LREE et extrêmement enrichies en thorium et en LILE (Rb, Ba, Sr), par rapport aux HFSE (Ta, Nb et Ti), présentant des spectres de type orogénique. Les shoshonites présentent des teneurs en K_2O plus faibles et des teneurs en Na_2O et Al_2O_3 plus élevées que les faciès ultrapotassiques. Cependant, ces roches présentent des spectres similaires à ceux observés dans les roches ultrapotassiques en ce qui concerne les éléments traces et les éléments de terres rares (REE), même si leurs teneurs en LILE et MREE sont légèrement inférieures. Les valeurs initiales de $^{87}Sr/^{86}Sr$ varient de 0,706101 à 0,709500, et celles de $^{143}Nd/^{144}Nd$ de 0,512246 à 0,512438. Les rapports isotopiques du plomb varient quant à eux entre 18,538 et 18,571 pour le $^{206}Pb/^{204}Pb$, entre 15,649 et 15,657 pour le $^{207}Pb/^{204}Pb$ et entre 39,806 et 39,998 pour le $^{208}Pb/^{204}Pb$. Les roches ultrapotassiques présentent des rapports $^{87}Sr/^{86}Sr$, $^{206}Pb/^{204}Pb$ et $^{208}Pb/^{204}Pb$ plus élevés, ainsi qu'un rapport $^{143}Nd/^{144}Nd$ plus faible que les shoshonites. Ces deux suites volcaniques résultent très probablement de la fusion partielle croissante de la source mantellique métasomatisée, dans laquelle la composante mantellique ambiante dilue la composante riche en alcalins dérivée de la fusion partielle de la veine. Cette dilution explique la transition du magma ultrapotassique au magma shoshonitique. Par rapport à la ceinture magmatique cénozoïque nord-africaine, les lithologies ultrapotassiques et shoshonitiques du Kef Hahouner sont uniques et n'ont pas

d'équivalent dans toute la région. Nous proposons donc un modèle géodynamique dans lequel la subduction de la marge continentale africaine sous le domaine kabyle, puis sa rupture au cours du Tortonien, ont provoqué un intense épisode métasomatique dans la région source, entraînant la formation et la mise en place de roches ultrapotassiques et de shoshonites. Enfin, l'accident du Kef Hahouner-Djebel Debbagh pourrait correspondre à la faille de rupture associée au bord sud de la plaque lithosphérique africaine subductée (STEP fault).

Mots clés : Accident du Kef Hahouner – Djebel Debbagh ; Scènes MNT ; Roches ultrapotassiques ; Shoshonites ; Subduction ; Faille STEP - Chaîne des Maghrébides ; Nord-Est algérien.

Abstract

The north-eastern region of Algeria is characterised by numerous significant faults that have played, and continue to play, an essential role in structuring the region. The most important of these in terms of extent is the Kef Hahouner–Djebel Debbagh fault, which runs from east to west. Its extent and origin are not yet well understood. This fault contains volcanic rocks that are unique in North Africa due to their chemical and mineralogical composition. This study used remote sensing and geophysical tools to determine the extent of the fault and detect related structures. To address the question of this fault's origin and nature, we conducted field, petrographic, geochemical and isotopic (Sr-Nd-Pb) studies on the volcanic rocks of Kef Hahouner. Using remote sensing tools, particularly DTM scenes, we found that the fault's spatial extent is much greater than previously thought. It appears that the fault extends from the Thibar region in Tunisia in the east to the Berrouaghia region in Algeria in the west, covering a distance of over 600 km. Using aeromagnetism in the Kef Hahouner region revealed that the Kef Hahouner–Djebel Debbagh fault is actually a corridor of parallel faults rather than a single fault. The study of the volcanic rocks of Kef Hahouner indicates that these rocks are composed of an association of ultrapotassic rocks that outcrop at the base of a lava flow sequence, and shoshonites that constitute shallow volcanic intrusions and the upper part of the abovementioned lava flow pile. The ultrapotassic rocks are K₂O-rich, with K₂O/Na₂O > 2, high Mg# (Mg/(Mg+Fe²⁺) = 0.70-0.72), and high Ni (~173 µg.g⁻¹ [ppm]) and Cr contents (~392 µg.g⁻¹). They are strongly enriched in LREE and extremely enriched in Th and LILE (Rb, Ba, Sr), with respect to High Field Strength Elements (Ta, Nb, and Ti), showing an orogenic-type pattern. Shoshonites display lower K₂O and higher Na₂O and Al₂O₃ contents compared to the ultrapotassic facies. However, these rocks have similar trace and rare earth element (REE) patterns to those observed in the ultrapotassic rocks, albeit with slightly lower LILE and MREE contents. The initial ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr values range from 0.706101 to 0.709500, and ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd from 0.512246 to 0.512438, while the lead isotope ratios vary between 18.538 and 18.571 for ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb, 15.649 to 15.657 for ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb, and 39.806 to 39.998 for ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb. Ultrapotassic rocks exhibit higher ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb, ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb and lower ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd than shoshonites. The two volcanic suites most likely result from the increasing partial melting of the metasomatised mantle source in which the ambient mantle component dilutes the alkaline-rich component derived from the partial melting of the sole vein, explaining the transition from ultrapotassic to shoshonite magma. Compared to the North-African Cenozoic magmatic belt, the Kef Hahouner ultrapotassic and shoshonitic lithologies are unique and have no equivalent among the entire belt. We, therefore, propose a geodynamic model in which the subduction of the African continental margin beneath the Kabylia domain and its break-off during the Tortonian times caused the strong metasomatic episode in the source region, resulting in the formation and emplacement of the ultrapotassic rocks and shoshonites in the region. The observed Kef Hahouner–Djebel Debbagh fault may represent the surface expression of the tear fault related to the southern edge of the African subducted lithospheric slab (STEP fault).

Keywords: Kef Hahouner-Djebel Debbagh fault – DEM scenes - Ultrapotassic rocks – Shoshonites — Subduction – STEP fault- Maghrebide Chain – North-eastern Algeria.

ملخص

تتميز المنطقة الشمالية الشرقية من الجزائر بوجود العديد من الصدوع الهامة التي لعبت ولا تزال تلعب دوراً أساسياً في تشكيل المنطقة. وأهم هذه الصدوع من حيث امتدادها هو صدع كف هاهونر - جبل دباغ، الذي يمتد من الشرق إلى الغرب ولم يتم بعد تحديد امتداده وأصله بشكل دقيق. توجد صخور بركانية فريدة في شمال إفريقيا من حيث تركيبها الكيميائية والمعدنية داخل هذا الصدع. في هذه الدراسة، تم استخدام أدوات الاستشعار عن بعد والجيوفيزياء لتحديد امتداد هذا الصدع واكتشاف تشكيلات جديدة مرتبطة به. لحل مشكلة أصل وطبيعة هذا الصدع، أجرينا دراسات ميدانية وبتروغرافية وجيوكيميائية ونظائرية (نظائر السترانسيوم-نوديم والرصاص) على الصخور البركانية في كف هاهونر. استخدام أدوات الاستشعار عن بعد أظهر أن طول صدع كف هاهونر - جبل دباغ أكبر بكثير مما كان معتقداً حتى الآن. ويبدو أن هذا الصدع يمتد من منطقة ثيبار في تونس شرقاً إلى منطقة برواغية في الجزائر غرباً، على مسافة تزيد عن 600 كم. وقد كشف استخدام المغناطيسية الجوية في منطقة كف هاهونر أن صدع كف هاهونر - جبل دباغ يتكون من عدد من الصدوع المتوازية، وليس من صدع واحد. تشير دراسة الصخور البركانية في كف هاهونر إلى أنها تتكون من صخور فائقة البوتاسيوم التي تظهر في قاعدة سلسلة من تدفقات الحمم البركانية والشوشونيت التي تشكل تدخلات بركانية تحتية، بالإضافة إلى الجزء العلوي من تراكم تدفقات الحمم البركانية المذكورة أعلاه. الصخور فائقة البوتاسيوم غنية بـ K_2O ، مع نسبة $2 >$ K_2O/Na_2O و $[Mg]$ عالية ($Mg/Mg + Fe^{+2} = 0.72-0.70$) و تراكيز عالية من Ni ($173 \mu g.g^{-1}$) و Cr ($392 \mu g.g^{-1}$). وهي غنية جداً بـ LREE و غنية جداً بالثوريوم و (Rb, Ba, Sr) LILE، مقارنة ب HFSE (Ti, Ta, Nb). وتتميز بطيف من النوع الجبلي. تحتوي الشوشونيت على مستويات أقل من K_2O وتراكيز أعلى من Na_2O و Al_2O_3 مقارنة بالصخور فائقة البوتاسيوم. ومع ذلك، فإن هذه الصخور تظهر أطيافاً مشابهة لتلك الملحوظة في الصخور فائقة البوتاسيوم فيما يتعلق بالعناصر النادرة والعناصر الأرضية النادرة (REE)، على الرغم من أن مستوياتها من LILE و MREE أقل قليلاً. تتراوح القيم الأولية ل $^{87}Sr/^{86}Sr$ بين 0,706101 و 0,709500، وتلك ل $^{143}Nd/^{144}Nd$ بين 0,512246 و 0,512438. أما النسب النظائرية للرصاص فتتراوح بين 18,538 و 18,571 ل $^{206}Pb/^{204}Pb$ ، و بين 15,649 و 15,657 ل $^{207}Pb/^{204}Pb$ ، و بين 39,806 و 39,998 ل $^{208}Pb/^{204}Pb$. الصخور فائقة البوتاسيوم تظهر نسب $^{87}Sr/^{86}Sr$ و $^{206}Pb/^{204}Pb$ و $^{208}Pb/^{204}Pb$ أعلى، بالإضافة إلى نسبة $^{143}Nd/^{144}Nd$ أقل من الشوشونيت. من المرجح جداً أن هاتين المجموعتين البركانيتين ناتجتان عن الانصهار الجزئي المتزايد للمصدر الوشاحي الميتاسوماتي، حيث يخفف حيث يخفف المكون الوشاحي المحيط المكون الغني بالعناصر اللالكالين الناتج عن الانصهار الجزئي للعروق. ويفسر هذا التخفيف الانتقال من الصهارة فائقة البوتاسيوم إلى الصهارة الشوشونية. بالمقارنة مع الحزام البركاني الشمالي الأفريقي، فإن الصخور فائقة البوتاسيوم والشوشونيتية في كف هاهونر فريدة من نوعها ولا مثيل لها في المنطقة بأكملها. لذلك نقترح نموذجاً جيوديناميكياً حيث تسبب اندساس الحافة القارية الأفريقية تحت منطقة القبائل، ثم انكسارها

خلال العصر التورتوني، في حدوث متاسوماتية مكثفة في منطقة المنبع الوشاحي، مما أدى إلى تكوين وتوضع صخور فائقة البوتاسيوم وشوشونيتية. وأخيرًا، فإن صدع كف هاهونر-جبل دباغ قد يمثل صدع الانكسار المرتبط بالحافة الجنوبية للصفحة الليثوسفيرية الأفريقية المندفعة (صدع STEP)

الكلمات المفتاحية : صدع كف هاهونر - جبل دباغ – صور DEM - صخور فائقة البوتاسيوم – شوشونيت – الغوص – صدع STEP - سلسلة المغارييد – شمال شرق الجزائر.

Dédicace

À la mémoire de mon cher père,

qui nous a quittés. Que Dieu lui accorde Sa miséricorde et l'accueille dans Son vaste paradis. Son amour, ses conseils et son exemple demeurent à jamais gravés dans mon cœur.

À ma chère mère,

que Dieu lui accorde une longue vie pleine de santé et de sérénité. Son amour inconditionnel, ses prières et ses sacrifices sont le fondement de tout ce que je suis aujourd'hui.

À mon amour et ma tendre épouse Radia,

pour sa patience, son soutien inébranlable et sa présence constante à mes côtés. Merci d'être ma force dans les moments de doute.

À mes précieux enfants : Adem, Dhaker et Meyacine,

vous êtes ma plus belle réussite et ma plus grande source d'inspiration. Que vos vies soient remplies de bonheur, de réussite et de sagesse.

À mon cher ami Charaf,

pour son amitié sincère, sa fidélité et son soutien dans les bons comme dans les moments plus difficiles.

À tous mes amis,

et à tous ceux qui me connaissent de près ou de loin, merci pour votre bienveillance, vos encouragements et votre présence.

Remerciements

Louange à Dieu, le Tout-Puissant, le Clément et le Miséricordieux, qui m'a accordé la force, la patience et la persévérance pour mener à bien ce travail. C'est par Sa volonté et Sa grâce que j'ai pu franchir les différentes étapes de ce long parcours scientifique.

Je tiens tout d'abord à rendre un hommage profond et sincère à **la mémoire de mon cher père**, que Dieu ait son âme. Son amour, ses conseils, sa sagesse et les valeurs qu'il m'a transmises continuent de me guider chaque jour. Son absence physique n'efface en rien la présence vivante qu'il conserve dans mon cœur.

À **ma chère mère**, je dédie toute ma reconnaissance et mon amour. Merci pour ton affection inconditionnelle, ton courage et ton soutien moral constant. Que Dieu t'accorde une longue vie, la santé et la paix intérieure que tu mérites amplement.

Je remercie chaleureusement **mon épouse Radia**, pour sa patience, son soutien indéfectible et sa présence rassurante à mes côtés durant les moments les plus exigeants de ce parcours. Merci d'avoir toujours cru en moi, même dans les instants de doute.

Un remerciement particulier va à **mon ami fidèle, Charaf**, pour son amitié sincère, son soutien moral continu, et sa présence précieuse tout au long de cette aventure. Son encouragement a été pour moi une source de motivation et de confiance.

Je tiens à exprimer ma profonde gratitude à **mon directeur de thèse, M. Moulley Charaf Chabou**, pour sa confiance, sa disponibilité, la rigueur scientifique qu'il m'a transmise et la richesse de ses conseils. Son encadrement constant et bienveillant a été un pilier essentiel dans l'aboutissement de ce travail.

Mes remerciements vont également à **mon co-directeur, M. Laouar Rabah**, pour son accompagnement, sa générosité intellectuelle et sa grande expertise. Ses observations et suggestions ont toujours été précieuses et pertinentes pour l'amélioration de ce travail.

Je remercie chaleureusement **M. Gaston Godard**, de l'Institut de Physique du Globe de Paris (France), qui m'a accueilli dans son laboratoire dans le cadre de ma bourse PNE. Son accueil, sa

disponibilité et les conditions de travail mises à ma disposition ont grandement facilité l'avancement de mes recherches.

Je tiens également à remercier **M. Carlos J. Garrido**, de l'Université de Grenade (Espagne), chez qui j'ai effectué les analyses géochimiques. Sa collaboration, son expertise technique et scientifique ont été d'une grande importance pour la qualité de mes résultats.

Je remercie vivement **Riccardo Avanzinelli** et **Martina Casalini**, de l'Université de Florence (Italie), qui ont bien voulu réaliser les analyses isotopiques.

Certaines analyses à la microsonde ont été réalisées à l'Université de Montpellier (France) avec l'aimable autorisation de **Jean-Louis Bodinier**. Qu'il en soit remercié.

Enfin, je remercie tous ceux qui m'ont soutenu de près ou de loin, que ce soit par leurs conseils, leur aide, ou simplement leur présence. À tous mes amis, collègues, enseignants, et à toutes les personnes qui ont croisé mon chemin durant ces années : merci du fond du cœur.

Cette Thèse de Doctorat a reçu un soutien financier de plusieurs organismes : du projet Européen FP7-IRSES-612572 "MEDYNA" (Maghreb-EU research staff exchange on geodynamics, geohazards, and applied geology in North-west Africa"), Work Package 3: Deep Structures and Mantle Processes, Task.3.3: Investigating volcanism to constrain the recent geodynamic evolution and deep mantle composition. Du projet PRFU du MESRS n°E04N01UN190120180001. Mon séjour d'une année à l'IPGP (Paris, France) a été pris en charge par une bourse du MESRS (PNE, n°422/2019-2020).

Table des matières

INTRODUCTION GENERALE ET LES OBJECTIFS DE LA THESE.....	1
CHAPITRE I : Les grands accidents tectoniques du Nord-Est algérien Synthèse bibliographique	
I.1. Les grands accidents du Nord-Est algérien	12
I.1.1. L'accident du Kef Hahouner–Djebel Debbagh	12
I.1.2. La suture téthysienne	12
I.1.3. L'accident du Col du Kantour	13
I.1.4. L'accident de Tamalous - Bordj-Ali	13
I.1.5. La transversale de Colbert	13
I.1.6. La Faille de Zit-Emba	13
I.1.7. Faille du Djebel Safia	14
I.1.8. L'accident de Sidi-Rachedi	14
I.1.9. La faille de Sigus	14
I.1.10. La faille de Tamlouka	14
I.1.11. La faille d'Ain Smara	14
I.1.12. Les failles de Bouchegouf, Hammam N'baïlis et Hammam Debbagh-Roknia	14
I.2. L'accident du Kef Hahouner – Djebel Debbagh – Historique et état des connaissances actuel	23
CHAPITRE II : Contexte géologique des roches volcaniques du Kef Hahouner et observations de terrain	
II.1. La chaîne des Maghrébides du Nord-Est algérien	29
II.1.1. Les zones internes	29
II.1.2. Le domaine des flysch	29
II.1.3. Les zones externes	30
II.1.4. Structure et évolution géodynamique du secteur d'Etude	39
- La phase compressive de l'Éocène supérieur (phase fini-lutétienne)	39

- Phase fini-oligocène et burdigalienne	39
- Les phases post-nappes	39
II.2. Aperçu général sur le magmatisme cénozoïque dans le nord-est de l'Algérie	41
II.3. Contexte géologique du volcanisme du Kef Hahouner	46
II.4. Observations de terrain	50
CHAPITRE III : Utilisation des outils de la télédétection et de la géophysique (données aéromagnétiques) pour l'étude de l'accident du Kef Hahouner-Djebel Debar	
III.1. Introduction	56
III.2. Utilisation de la télédétection pour l'étude de l'accident du Kef Hahouner-Djebel Debar	56
III.2.1. Méthodologie	56
III.2.2. Résultats du traitement des images satellites LANDSAT 8 OLI	59
III.2.3. Résultats du traitement des scènes MNT	59
III.2.4. Discussion du résultat obtenu	62
III.3. Etude Géophysique	72
III.3.1. Présentation des méthodes magnétiques	72
(i) roches ou minéraux diamagnétiques	72
(ii) roches ou minéraux paramagnétiques	73
(iii) roches ou minéraux ferromagnétiques	73
III.3.2. Acquisition des données magnétiques par levé aéromagnétique	75
III.3.3. Les étapes de traitement des données aéromagnétiques	75
(i) Acquisition des données	75
(ii) Contrôle de qualité et corrections de base	76
(iii) Correction des effets géophysiques	76
(iv) Mise en grille et traitement mathématique	77
(v) Interprétation géologique	77
III.3.4. Etude aéromagnétique de la région de Kef Hahouner	77

a. Description du levé aéromagnétique du NE Algérien	77
b. Corrections des données	81
c. Théorie de l'analyse multi-échelle	81
d. Résultats	82
d.1. Le modèle numérique de terrain (MNT)	83
d.2. Analyse des cartes magnétiques	83
d.3. Spectre radialement moyenné	86
d.4. Résultats de la détection multi-échelle des bords (worms)	87
d.5. Interprétation géologique des linéaments détectés	88

CHAPITRE IV : Etude pétrographique, minéralogique et géochimique des roches volcaniques du Kef Hahouner

IV.1. Introduction	91
IV.2. Echantillonnage	91
IV.3. Méthodologie	94
IV.4. Résultats	98
IV.4.1. Pétrographie	98
IV.4.2. Chimie minérale	102
Olivine	102
Clinopyroxène	103
Orthopyroxène	104
Feldspath alcalin	105
Plagioclase	105
Spinelle chromifère	107
Ilmenite	107
Phlogopite	108
Apatite	109
Minéraux d'altération	110

Calcite	110
Verre interstitiel	111
Xénolites	111
IV.4.3. Géochimie des éléments majeurs et traces, classification des roches	111
IV.4.4. Géochimie isotopique Sr-Nd-Pb	118
 CHAPITRE V : Discussion des résultats. Signification de l'accident du Kef Hahouner-Djebel Debbagh dans le contexte géologique de la chaîne des Maghrébides	
V.1. Effets de l'altération	128
V.2. Température et profondeur de la chambre magmatique crustale	134
V.3. Pétrogenèse	139
V.4. Comparaison avec la ceinture magmatique cénozoïque nord-africaine	144
V.5. Implications géodynamiques	148
CONCLUSION GENERALE	154
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	158
ANNEXES	177
PUBLICATION SCIENTIFIQUE	224

Liste des figures

INTRODUCTION GENERALE

Figure 1 : Carte tectonique simplifiée montrant les principaux accidents de la région maghrébine.....	3
Figure 2 : Interprétation tectonique à partir des données de vitesses GPS du nord de l'Algérie	4

CHAPITRE I : Les grands accidents tectoniques du Nord-Est algérien Synthèse bibliographique

Figure I.1. Carte montrant les principaux accidents tectoniques post-nappes du Nord-Est algérien	15
Figure I.2. Carte géographique du Nord-Est algérien montrant les principaux accidents tectoniques	16
Figure I.3. La bordure du Socle Kabyle entre la région de Texenna et Fedj el Mokta. La zone de suture téthysienne est soulignée par la limite nord de la bande de flysch massylienne	17
Figure I.4. Carte structurale montrant les principaux accidents tectoniques et failles dans les environs de Moule d Demamène	18
Figure I.5. Esquisse tectonique du Nord-Est de l'Algérie, montrant l'extension vers le Sud-Ouest de l'accident d'El Kantour ainsi qu'une partie du tracé de l'accident de la transversale de Colbert	19
Figure I.6. Schéma structural de la région du Hodna et des régions voisines montrant l'extension du grand accident de la transversale de Colbert	20
Figure I.7. Carte structurale de la région d'Azzaba-Skikda	21
Figure I.8. Carte structurale du Nord-Est de l'Algérie	22
Figure I.9. Coupe NNW-SSE passant par le Kef Hahouner, signalant la présence d'une faille au Sud du Kef	23
Figure I.10. Carte tectonique de Blayac (1912) montrant les failles qui limitent au Sud le Kef Hahouner et les Dj. Taya et Debar.....	23

CHAPITRE II : Contexte géologique des roches volcaniques du Kef Hahouner et observations de terrain

Figure II.1. Esquisse géologique de la chaîne des Maghrébides-Bétique montrant l'emplacement des principales roches magmatiques du Miocène au Quaternaire en Afrique du Nord.....	31
--	----

Figure II.2. Colonne stratigraphique synthétique du socle kabyle et de sa couverture paléozoïque dans le centre de la chaîne numidique	32
Figure II.3. Colonnes stratigraphiques synthétiques des différents termes de la Dorsale kabyle	33
Figure II.4. Colonne stratigraphique synthétique du flysch maurétanien	34
Figure II.5. Colonne stratigraphique synthétique du flysch massylien à phtanites	34
Figure II.6. Colonnes stratigraphiques synthétiques des séries de Braham et d'Ouelbane, respectivement unité ultra-tellienne supérieure et inférieure du Kef Sidi Driss	35
Figure II.7. Colonne stratigraphique synthétique du Kef Hahouner (nappe néritique du Constantinois)	36
Figure II.8. Colonne stratigraphique synthétique de l'Oligo-Miocène Kabyle	36
Figure II.9. Colonne stratigraphique synthétique de la nappe numidienne	37
Figure II.10. Colonne lithologique synthétique du Miocène continental (Valléso-Turolien) du Bassin de Constantine au Sud-Ouest du Kef Hahouner	38
Figure II.11. Carte géologique des environs du Kef Hahouner et coupe géologique sur la transversale du Kef Hahouner	40
Figure II.12. Cartes géologiques des zones du Nord-Est algérien affectées par le magmatisme Miocène.	43
Figure II.13. Synthèse des âges K-Ar obtenus sur les roches magmatiques miocènes du Nord-Est de l'Algérie	44
Figure II.14. Modèle géodynamique expliquant la genèse du magmatisme miocène du Nord-Est de l'Algérie et les réservoirs lithosphériques impliqués dans la genèse des magmas ainsi que leurs sources mantelliques/crustales	45
Figure II.15. Carte géologique simplifiée de la région de Kef Hahouner, compilée à partir de Raoult (1974) et de nos propres observations sur le terrain.	48
Figure II.16. Vue panoramique depuis l'affleurement basal du massif volcanique, près du confluent des rivières de Ain Mira et Oum Tourba, en direction du nord-est, montrant les principales unités géologiques qui affleurent autour du massif volcanique du Kef Hahouner...	49
Figure II.17. Photographies des affleurements du massif volcanique du Kef Hahouner.....	52
Figure II.18. Détail de la coupe ONO-ESE contenant l'empilement volcanique complet de roches ultrapotassiques et shoshonitiques.....	53
Figure II.19. Vue rapprochée de la coupe ONO-ESE contenant l'empilement volcanique complet de roches ultrapotassiques et shoshonitiques.....	54

CHAPITRE III : Utilisation des outils de la télédétection et de la géophysique (données aéromagnétiques) pour l'étude de l'accident du Kef Hahouner-Djebel Debar

Figure III.1. Assemblage des trois scènes Landsat 8 OLI du Nord-Est algérien utilisées dans cette étude.....	57
Figure III.2. Assemblage des sept scènes MNT (modèles numériques de terrain) (ASTER GDEM 2) du Nord Est et centre de l'Algérie utilisées dans cette étude.....	58
Figure III.3. Assemblage des trois scènes Landsat 8 OLI du Nord-Est algérien traité en ACP (ACP1, ACP2 et ACP3).....	60
Figure III.4. Assemblage des 7 scènes MNT du centre et Nord-Est de l'Algérie filtré (daylight shader), lumière rasante transversalement à l'accident (0°).....	61
Figure III.5. Assemblage des 7 scènes MNT du centre et Nord-Est de l'Algérie filtré (global shader).....	63
Figure III.6. Zoom sur l'image de l'assemblage des 7 scènes MNT du centre et Nord-Est de l'Algérie filtré (global shader) montrant le changement de direction du tracé du linéament entre Ferdjioua et Djemila.....	64
Figure III.7. Zoom sur l'image de l'assemblage des 7 scènes MNT du centre et Nord-Est de l'Algérie filtré (global shader) montrant le tracé du linéament au Nord de Sétif.....	64
Figure III.8. Zoom sur l'image de l'assemblage des 7 scènes MNT du centre et Nord-Est de l'Algérie filtré (global shader) montrant le tracé du linéament à la limite Nord de la chaîne des Biban.....	65
Figure III.9. Positionnement des affleurements du Mio-Pliocène continental (en noir) (Vila, 1980) et tracé du linéament du Kef Hahouner – Djebel Debar (en rouge).....	66
Figure III.10. Extrait de la carte géologique de l'Algérie du Nord (Wildi, 1983). Le tracé de l'accident du Kef Hahouner-Djebel Debar apparaît en rouge. Les deux cadres indiquent la région du Kef Hahouner – Guelma à l'Est et celle de Guergour-Anini au Nord de Sétif où au passage de l'accident on remarque la surrection de massifs néritiques (en bleu).....	69
Figure III.11. Scène MNT de la région de Mila montrant le changement de direction du réseau hydrographique de Oued el Kebir au passage de l'accident du Kef Hahouner – Djebel Debar.....	70
Figure III.12. Carte structurale du nord-est de l'Algérie (Vila, 1980). Le tracé de l'accident du Kef Hahouner-Djebel Debar est représenté en rouge. Les segments du linéament que nous avons mis en évidence sur les images MNT correspondent à des failles connues : le changement de direction (NE-SW) du linéament coïncide avec la faille du nord de Djemila, tandis que le tracé du linéament au nord de Sétif correspond à l'accident du Guergour-Anini, de direction E-W.....	71
Figure III.13 : Résumé des minéraux et roches courants et de leur susceptibilité magnétique. Plus la susceptibilité magnétique d'un minéral (ou d'une roche) est élevée, plus la réponse	

magnétique est intense.....	74
Figure III.14. Carte de l'intensité du champ géomagnétique total global à la surface de l'ellipsoïde du Système de coordonnées géodésiques mondial (WGS84) pour l'époque 2020. Les astérisques blancs indiquent l'emplacement des pôles magnétiques	76
Figure III.15. Caractéristiques des panneaux survolés par Aeroservice Corporation	78
Figure III.16. Caractéristiques du levé aéromagnétique d'Aero Service dans le NE algérien..	79
Figure III.17. Modèle numérique de la zone d'étude (Données SRTM).....	83
Figure III.18. Carte aéromagnétique de la région Kef Hahouner-Guelma.....	84
Figure III.19. Carte aéromagnétique de la zone Kef Hahouner-Guelma réduite au pôle.....	85
Figure III.20. Spectre radialement moyenné de la zone d'étude réduite au pôle.....	86
Figure III.21. Carte de distribution des « worms » de la zone Kef Hahouner-Guelma.....	88

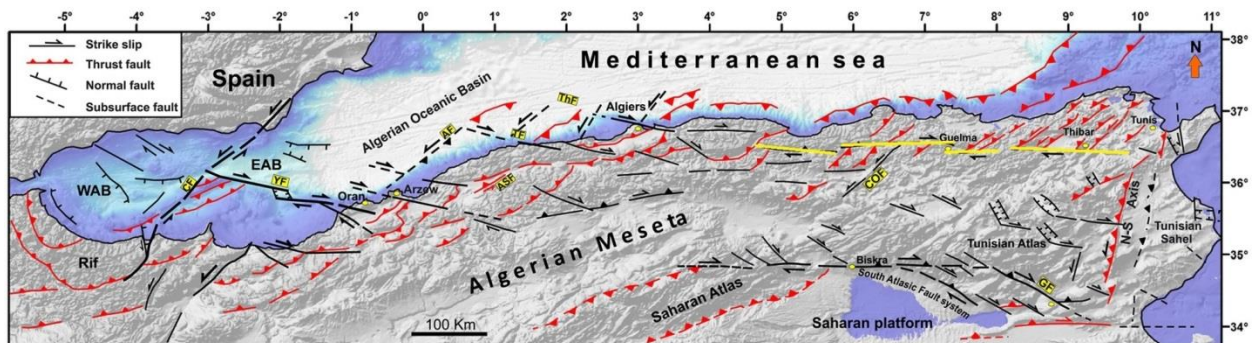
CHAPITRE IV : Etude pétrographique, minéralogique et géochimique des roches volcaniques du Kef Hahouner

Figure IV.1. Photo satellite (Google Earth) du secteur d'étude (environs du Kef Hahouner) montrant les points d'échantillonnage (triangle rouge).....	92
Figure IV.1. (suite) Localisation des échantillons étudiés.....	93
Figure IV.2. Microphotographie des trois groupes pétrographiques de roches volcaniques du Kef Hahouner (lumière polarisée analysée).	100
Figure IV.3. Cartes chimiques des éléments obtenues par EDS-MEB montrant les principaux minéraux des trois groupes pétrographiques.	101
Figure IV.4. A : Composition de l'olivine dans le diagramme larnite-forstérite-fayalite. B: Teneur en forstérite (% molaire) le long d'un profil d'un grand phénocristal d'olivine dans l'échantillon KHL1 (roche ultrapotassique).	103
Figure IV.5. Composition des pyroxènes dans le diagramme Wo-En-Fs d'après Morimoto et al. (1988).....	104
Figure IV.6. Composition des feldspaths dans le diagramme An-Ab-Ou ternaire. Le rectangle montre la variation des teneurs en BaO et en orthose le long d'un profil d'une latte de sanidine dans l'échantillon KHL1 (roche ultrapotassique).....	106
Figure IV.7. Composition des spinelles. Le rectangle montre une image BSE d'un phénocristal d'olivine dans l'échantillon KHL1 (roche ultrapotassique) et l'emplacement des inclusions de spinelle analysées.	108
Figure IV.8. Compositions de biotite projetées sur le diagramme phlogopite-annite-sidérophyllite-eastonite. Toutes les biotites analysées se situent dans le domaine de la	

phlogopite.	109
Figure IV.9. Classification des roches ultrapotassiques et des shoshonites du Kef Hahouner sur le diagramme alcalin-silice totale (TAS) de Le Bas et al. (1986).....	112
Figure IV.10. Classification des roches ultrapotassiques et des shoshonites du Kef Hahouner sur le diagramme Zr/Ti contre Nb/Y (Pearce, 1996).	113
Figure IV.11. Classification des roches ultrapotassiques et des shoshonites du Kef Hahouner sur le diagramme K ₂ O vs. SiO ₂ (Peccerillo et Taylor, 1976).....	114
Figure IV.12. Classification des roches ultrapotassiques et des shoshonites du Kef Hahouner sur le diagramme K ₂ O vs Na ₂ O; les champs ultrapotassiques, shoshonitiques et calco-alcalins proviennent de Turner et al. (1996).	115
Figure IV.13. Classification des roches ultrapotassiques et des shoshonites du Kef Hahouner sur le diagramme CaO vs Al ₂ O ₃ (Foley et al., 1987). Seuls les échantillons dont la valeur de la LOI est inférieure à 4 poids.% sont représentés.	115
Figure IV.14. Spectres des REE normalisés par rapport à la chondrite des roches ultrapotassiques (cercles rouges) et shoshonitiques (cercles bleus) du Kef Hahouner.	117
Figure IV.14. Spectres multi-éléments normalisés par rapport au manteau primitif des roches ultrapotassiques (cercles rouges) et shoshonitiques (cercles bleus) du Kef Hahouner.....	118
Figure IV.15. Composition isotopique initiale ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr vs. ¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd des roches ultrapotassiques et des shoshonites du Kef Hahouner.....	119
Figure IV.16. Composition isotopique initiale ²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb vs. ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb des roches ultrapotassiques et des shoshonites du Kef Hahouner.....	121
Figure IV.17. Composition isotopique initiale ²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb vs. ²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁶ Pb des roches ultrapotassiques et des shoshonites du Kef Hahouner.....	121
CHAPITRE V : Discussion des résultats. Signification de l'accident du Kef Hahouner-Djebel Debbagh dans le contexte géologique de la chaîne des Maghrébides	
Figure V.1. Variation des éléments majeurs (SiO ₂ , MgO, CaO, Al ₂ O ₃ , Na ₂ O et K ₂ O) en fonction de la Perte au feu (LOI) des roches ultrapotassiques du Kef Hahouner (cercles rouges pleins) et des shoshonites (cercles bleus pleins).....	129
Figure V.2. Variation des éléments majeurs, traces et terres rares en fonction de Zr des roches ultrapotassiques du Kef Hahouner (cercles rouges pleins) et des shoshonites (cercles bleus pleins).....	130
Figure V.3. Diagramme de l'Indice Chimique d'Altération (CIA) vs. Indice d'Altération de Parker (WIP) (Aksoy et Kibici, 2024).....	132
Figure V.4. Diagramme ternaire FMW (Ohta et Arai, 2007).....	133

Figure V.5. Diagramme Th/La vs. Sm/La des roches ultrapotassiques et shoshonitiques du Kef Hahouner.....	140
Figure V.6. Diagramme Ba/Rb contre Rb/Sr des roches ultrapotassiques et shoshonitiques du Kef Hahouner.	141
Figure V.7. Diagramme Th/La contre $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}_i$ des roches ultrapotassiques et shoshonitiques du Kef Hahouner.....	142
Figure V.8. Diagrammes géochimiques comparant les roches ultrapotassiques-shoshonitiques du Kef Hahouner (symboles comme sur les précédentes figures) et les roches magmatiques du Miocène du nord-est de l'Algérie (domaine gris clair).....	146
Figure V.9. Diagrammes géochimiques comparant les roches ultrapotassiques-shoshonitiques du Kef Hahouner (symboles comme sur les précédentes figures) et les roches magmatiques du Miocène du nord-est de l'Algérie (domaine gris clair). Exemple du diagramme La/Yb vs. Ba	146
Figure V.10. Diagrammes géochimiques comparant les roches ultrapotassiques-shoshonitiques du Kef Hahouner (symboles comme sur les précédentes figures) et les roches magmatiques du Miocène du nord-est de l'Algérie (domaine gris clair). Exemple du diagramme Th / Yb vs Nb / Yb (Pearce, 2014)	147
Figure V.11. Diagrammes géochimiques comparant les roches ultrapotassiques-shoshonitiques du Kef Hahouner (symboles comme sur les précédentes figures) et les roches magmatiques du Miocène du nord-est de l'Algérie (domaine gris clair). Exemple du diagramme $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$ versus $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$	147
Figure V.12. Esquisse de coupes géologiques montrant un modèle géodynamique (tectono-magmatique) post-collisionnel possible dans la zone d'étude entre 17 et 10 Ma.	153

INTRODUCTION GENERALE



Carte des principaux accidents tectoniques de l'Afrique du Nord montrant l'extension importante de l'accident E-W du Kef Hahouner – Djebel Debar

Les grands accidents du Nord-Est de l'Algérie

Dans le nord-est de l'Algérie, de nombreux accidents tectoniques majeurs sont connus, dont la signification géodynamique n'est pas encore bien comprise. Tel est le cas de l'accident du Kef Hahouner-Djebel Debar, qui s'étend sur 100 km d'est en ouest et est jalonné de roches volcaniques près du Kef Hahouner. L'étendue de cet accident dans l'espace n'est pas encore bien contrainte et les récentes publications lui donnent une longueur totale supérieure à 500 km (Soumaya et al., 2018 ; fig. 1). Par ailleurs, l'origine des roches volcaniques du Kef Hahouner reste inconnue dans le contexte du magmatisme du nord-est de l'Algérie et de la géodynamique de la chaîne des Maghrébides d'Afrique du Nord.

Un peu plus au nord de cet accident se trouve la zone de suture téthysienne, caractérisée par la présence de roches magmatiques basiques à la base des flyschs maurétaniens, notamment dans les régions de Texenna, de Moul Ed Damamene et de Chellata. Les roches magmatiques de Texenna ont récemment fait l'objet d'une étude approfondie (thèse de H. Boukaoud, 2021 ; Boukaoud et al., 2022). D'autre part, les roches basiques de Moul Ed Damamene font actuellement l'objet d'une étude (thèse d'A. Talhi en cours). Des roches basiques situées au sein des flyschs maghrébins ont également été signalées au Maroc et en Sicile (Durand-Delga et al., 2000), et sont probablement les équivalents de celles situées en Algérie.

Ces accidents jouent un rôle important dans la géologie et la géodynamique de la région. Ils constituent des zones de faiblesse qui se réactivent lors de mouvements tectoniques sous forme de failles, de décrochements ou de chevauchements (Soumaya et al., 2018). La déformation de la région est donc principalement contrôlée par ces accidents. On trouve également le long de ces accidents des formations triasiques remontées des profondeurs sous forme de diapirs, des roches volcaniques présentant une signature géochimique mantellique, indiquant ainsi que ces accidents sont lithosphériques, ainsi que des sources thermales. Ces différents éléments (diapirs triasiques, roches volcaniques, sources thermales) sont connus pour être des vecteurs de minéralisations, ce qui fait de ces accidents des éléments importants pouvant contrôler la mise en place de ces minéralisations.

Dans un autre cadre, ces accidents peuvent constituer des zones de forte activité sismique, ce qui a des implications importantes pour l'étude de la sismicité régionale et la réduction du risque sismique. Dans ce contexte, l'exemple du grand accident de Kef Hahouner - Djebel Debar est remarquable, car jusqu'à récemment, la sismicité liée à cet accident était très peu connue.

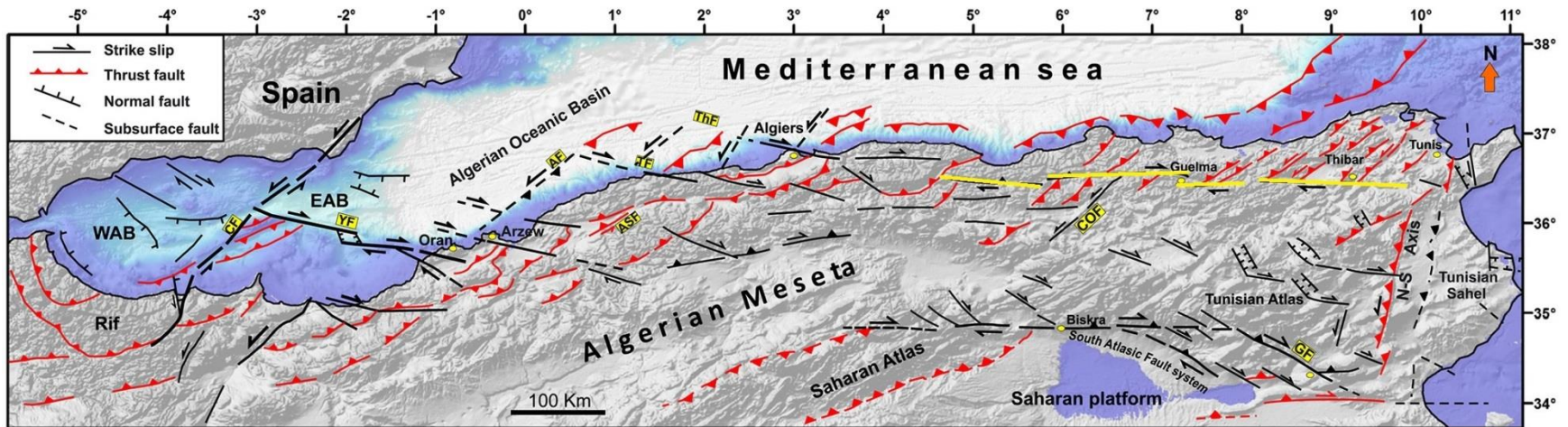


Figure 1 : Carte tectonique simplifiée montrant les principaux accidents de la région maghrébine (d'après Soumaya et al., 2018).
 Abréviations: WAB: Bassin Ouest Alboran, EAB: Bassin Est Alboran, SAB: Bassin Sud Alboran, CF: Faille du Chott, COF: Faille de Constantine, THF: Faille de Thenia, TF: Faille de Ténès, AF: Faille d'Arzew, ASF: Faille d'Al Asnam, YF: Faille de Yusuf, CF: Zone de faille de Carboneras, GF: Faille de Gafsa. Le tracé supposé de l'accident du Kef Hahouner-Djebel Debar est représenté en jaune.

Des séquences sismiques liées à cet accident se sont récemment produites et ont fait l'objet d'études détaillées (Bendjama et al., 2021). Une récente étude a montré que cet accident joue un rôle crucial dans l'absorption de la composante oblique de la convergence entre les plaques européenne et africaine, avec un déplacement le long de cet accident estimé à 2,4 mm par an (Bougrine et al., 2019). Ceci montre le rôle crucial joué par ces accidents, souvent sous-estimé par le passé, dans la sismotectonique de la région.

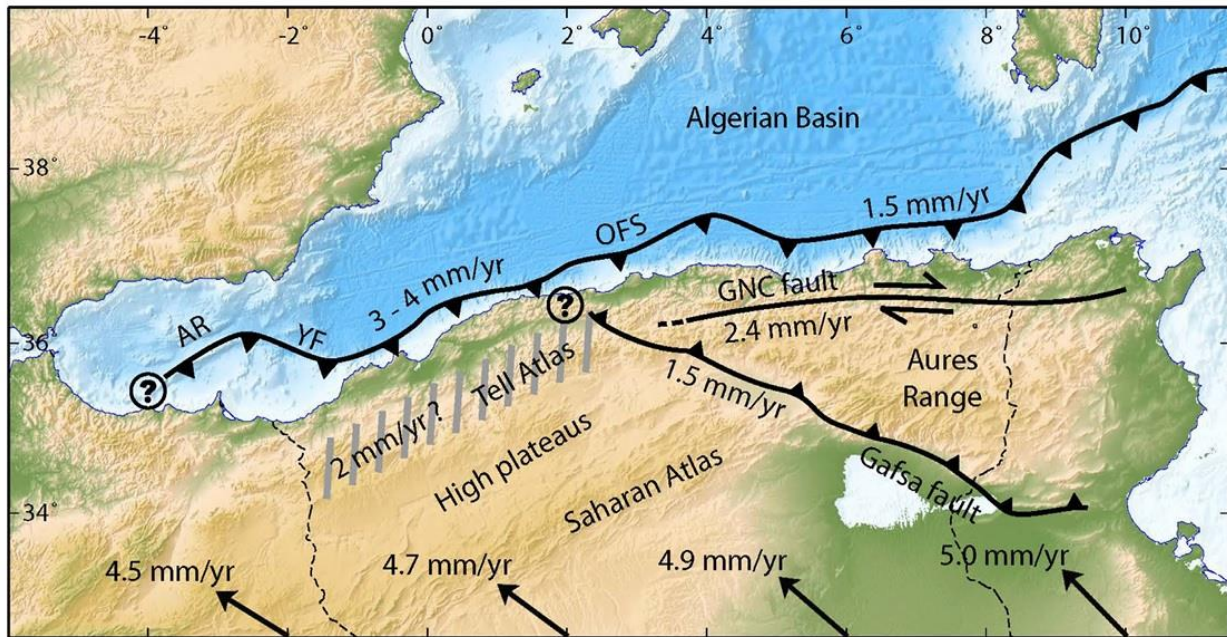


Figure 2 : Interprétation tectonique à partir des données de vitesses GPS du nord de l'Algérie (d'après Bougrine et al., 2019). Cette figure illustre le rôle déterminant de l'accident du Kef Hahouner-Djebel Debar (appelé GNC Fault dans notre travail) dans la sismotectonique du nord-est de l'Algérie. OFS = système de faille offshore. AR = ride d'Alboran. YF = faille de Yussuf. GNC = faille de Ghardimaou-Nord Constantine (accident du Kef Hahouner-Djebel Debar).

Il en ressort que l'étude des grands accidents majeurs revêt une grande importance, tant en géologie fondamentale qu'appliquée. Son objectif principal est de déterminer l'origine et la signification de ces accidents dans le cadre géodynamique d'une région donnée. Pour ce faire, les outils de la télédétection, de la géophysique et de la pétrologie/géochimie peuvent apporter des éléments de réponse à ces questions. La télédétection permet de contraindre l'étendue de ces accidents dans l'espace, car ils peuvent atteindre plusieurs centaines de kilomètres de long. Le

balayage de telles superficies est impossible à réaliser de manière efficace sans recourir à la télédétection. Les différentes méthodes de géophysique permettent non seulement de confirmer l'étendue de ces accidents dans l'espace, mais aussi de les suivre en profondeur et dans les zones recouvertes par des formations récentes. Les outils de la pétro-géochimie permettent d'étudier les roches volcaniques qui ont emprunté ces accidents, ce qui permet de contraindre leur origine et le contexte géodynamique de leur mise en place. Cela peut permettre de résoudre le problème de l'origine de ces accidents, car le même contexte géodynamique qui a donné naissance aux roches volcaniques est celui qui a conduit à la formation de ces accidents.

Le présent travail s'intéresse à l'étude des grands accidents du nord-est de l'Algérie, en se focalisant sur l'un des plus grands et des moins bien connus : l'accident du Kef Hahouner-Djebel Debar. Cet accident, qui semble s'étendre sur plus de 500 km de long, bien que son étendue totale ne soit pas encore clairement établie, est très mal connu. Quelle est l'étendue exacte de cet accident en Afrique du Nord ? Quelle est sa place dans le cadre de la géodynamique de la chaîne des Maghrébides ? Par ailleurs, des roches volcaniques uniques en Afrique du Nord (des roches ultrapotassiques d'affinité lamproitique et shoshonitique) se sont mises en place en surface en empruntant cet accident. L'étude détaillée de ces roches pourrait nous renseigner sur leur origine et le contexte géodynamique de leur mise en place. Cette étude occupera une grande partie de cette thèse de doctorat, car ces roches nous offrent un moyen unique de contraindre l'origine de l'accident du Kef Hahouner Djebel Debar.

Les outils utilisés dans le cadre de cette thèse seront ceux de la télédétection et de la géophysique (essentiellement l'aéromagnétisme), qui permettront de déterminer l'étendue de l'accident du Kef Hahouner-Djebel Debar dans l'espace. L'étude des roches volcaniques du Kef Hahouner utilisera toutes les techniques possibles pour élucider le mystère de leur origine : étude détaillée sur le terrain, étude pétrographique, étude géochimique (éléments majeurs et traces) et isotopique (isotopes du Sr, Nd et Pb). Cette étude complétera une étude préliminaire de ces roches, entamée lors d'un mémoire de magister (Laghouag, 2014). Les résultats obtenus lors de ce mémoire seront donc intégrés à ce travail de thèse.

Les roches ultrapotassiques et shoshonitiques dans le contexte de la Méditerranée occidentale et de l'Algérie

Bien qu'elles soient rares, les roches ultrapotassiques font l'objet d'études approfondies, car leur composition chimique est un outil précieux pour étudier les processus métasomatiques dans le manteau (Söder et Romer, 2018). Elles sont également de bons marqueurs pour déchiffrer l'évolution géodynamique des orogènes, en particulier dans la phase post-collisionnelle (Prelević et al., 2012). C'est particulièrement vrai pour les systèmes orogéniques complexes qui bordent la Méditerranée occidentale, notamment la marge nord-africaine, où l'étude de ces roches peut fournir des informations importantes sur l'évolution géodynamique de la région. En effet, l'association de roches ultrapotassiques et de shoshonites est courante dans la région alpine-méditerranéenne (Conticelli et Peccerillo, 1992 ; Conticelli et al., 2002 ; Duggen et al., 2005 ; Conticelli et al., 2007 ; Avanzinelli et al., 2009 ; Conticelli et al., 2009 ; Prelević et al., 2012 ; Pe-Piper et al., 2014 ; Conticelli et al., 2015 ; Ammannati et al., 2016 ; Casalini et al., 2022a, b). Ces roches appartiennent aux vastes provinces volcaniques ultrapotassiques et potassiques méditerranéennes d'origine post-collisionnelle. Dans l'ouest de la Méditerranée, des roches ultrapotassiques du Cénozoïque (de l'Oligocène à nos jours), dont de véritables lamproïtes, coexistent avec des roches shoshonitiques, calco-alkalines à haute teneur en potassium et calco-alkalines (Conticelli et al., 2009).

Les roches de cette suite présentent des similitudes en termes d'abondance d'éléments traces incompatibles (fort enrichissement en éléments traces) et de géochimie isotopique (signatures isotopiques de type croûte continentale). Cette suite est donc souvent interprétée comme ayant été générée par la fusion partielle d'un manteau lithosphérique métasomatisé dans un régime tectonique extensif post-collisionnel (Benito et al., 1999 ; Duggen et al., 2005 ; Conticelli et al., 2009), même si il n'existe aucun consensus quant à la nature et du timing du processus métasomatique (Duggen et al., 2005 ; Prelević et al., 2008 ; Conticelli et al., 2009 ; Tommasini et al., 2011). D'autres auteurs ont suggéré que la transition d'un magma alcalin ultrapotassique à un magma shoshonitique résultait d'un processus de fusion partielle en deux étapes (Foley, 1992 ; Avanzinelli et al., 2009 ; Conticelli et al., 2011 ; Conticelli et al., 2015). La première étape se produit principalement dans la veine qui a produit le magma alcalin ultrapotassique. La dilution du composant métasomatique se produit lors de la deuxième étape de la fusion partielle, lorsque

la température de fusion augmente et que la péridotite ambiante entourant les veines métasomatiques est progressivement impliquée dans le processus.

Par ailleurs, des études récentes ont démontré le recyclage de composants de la croûte continentale (de nature rhyolitique) dans le manteau, à partir de xénolites ultramafiques veinés prélevés dans les volcans de Tallante, dans la cordillère bétique, au sud de l'Espagne. Ces résultats fournissent la première preuve directe du processus métasomatique se produisant dans le manteau (Dallai et al., 2019 ; Avanzinelli et al., 2020 ; Dallai et al., 2022).

L'évolution géodynamique cénozoïque de la Méditerranée occidentale, liée à la fermeture de l'océan Téthys occidental, a été marquée une phase de compression résultant de la subduction et de la collision des plaques africaine et eurasienne. Cette phase a été suivie d'un régime d'extension associé à l'effondrement de l'orogène en surface et à la délamination de la lithosphère, ou au recul de la plaque (Faccenna et al., 2014 et références citées). Cette évolution géodynamique complexe a été marquée par la mise en place de magmas calco-alcalins à ultrapotassiques.

La répartition des roches ultrapotassiques et roches magmatiques associées le long de la marge occidentale de la mer Méditerranée n'est pas uniforme. Elles sont très répandues en Europe (nord et centre de l'Italie, Corse, sud-est de l'Espagne), mais rares en Afrique du Nord. Dans la marge nord-africaine, qui constitue la partie sud de la ceinture alpine circum-méditerranéenne (c'est-à-dire la chaîne des Maghrébides), seuls deux petits affleurements de roches ultrapotassiques sont répertoriés : tous deux sont situés dans le nord-est de l'Algérie (Kef Hahouner et Koudiat el Anzazza). Raoult et Velde (1971) ont été les premiers à signaler la présence de roches volcaniques potassiques et d'andésites associées affleurant sous forme de coulées de lave dans le bassin miocène de Constantine, à proximité de Kef Hahouner. Trois ans plus tard, Vila et al. (1974) ont décrit un dyke lamproïtique recoupant le flysch créacé de Koudiat el Anzazza, à environ 16 km au nord-est de Kef Hahouner. Kaminsky et al. (1993) ainsi que Lustrino et al. (2016) ont étudié la géochimie et la minéralogie de ces roches ultrapotassiques. Malgré ces études, des ambiguïtés subsistent quant au mode de gisement, à la minéralogie, à la nature et à l'origine de ces roches. Par ailleurs, les études antérieures sur les roches ultrapotassiques du nord-est de l'Algérie n'ont pas examiné leur relation avec l'activité magmatique cénozoïque dans les régions côtières de la chaîne des Maghrébides. Elles n'ont pas non plus traité de l'origine et de l'emplacement de ces roches dans le contexte géodynamique de la chaîne des Maghrébides, si

bien que l'importance de ce magmatisme, bien qu'il soit mineur en volume mais très important en raison de sa singularité, reste inconnue. Des recherches supplémentaires sont donc nécessaires pour clarifier ces questions. C'est ce qui sera fait dans le cadre de ce travail de thèse, qui présentera des observations détaillées sur le terrain ainsi que de nouvelles données minéralogiques, pétrologiques, géochimiques et isotopiques Sr-Nd-Pb relatives aux roches ultrapotassiques et aux shoshonites associées de Kef Hahouner. Les questions auxquelles on tentera de répondre dans la partie consacrée à l'étude de ces roches sont les suivantes : (i) l'origine de ces roches et le mécanisme ayant conduit à la transition entre les magmas ultrapotassiques et les magmas shoshonites ; (ii) le cadre géodynamique responsable de leur formation dans le contexte de la chaîne des Maghrébides et de l'évolution de la Méditerranée occidentale.

Les objectifs de la Thèse

Les principaux objectifs de cette thèse sont les suivantes :

- Etude bibliographique des données géologiques existantes concernant les grands accidents tectoniques du Nord-Est algérien.
- Etude du contexte géologique régional et local concernant le magmatisme du Nord-Est algérien en général et ultrapotassique des régions du Kef Hahouner et de la Koudiat el Anzazza en particulier.
- Etude de l'extension dans l'espace de l'accident du Kef Hahouner - Djebel Debar en utilisant les données de la télédétection (traitement des images satellitales Landsat 8 OLI et ASTER GDEM), et de la géophysique (cartes aéromagnétiques du Nord-Est de l'Algérie).
- Mise en évidence d'éventuels nouveaux accidents tectoniques importants dans la région du Nord-Est algérien en utilisant les données citées précédemment.
- Etudes géochimique et pétrologique des roches ultrapotassiques du Kef Hahouner. Cette étude complétera celle entamée dans le Magister de Laghouag Mohamed Yacine (Etude des lamproïtes du Nord-Est algérien, UFAS, 2014). Détermination de l'origine de ces roches dans le contexte du magmatisme du Nord-Est de l'Algérie.

- Utilisation des résultats obtenus pour élucider le mystère de la signification de l'accident du Kef Hahouner-Djebel Debar dans le contexte géodynamique de la chaîne des Maghrébides du Nord-Est de l'Algérie.

Le choix de l'accident de Kef Hahouner-Djebel Debar comme cas d'étude dans cette thèse n'est pas fortuit. Il s'agit actuellement du plus grand accident tectonique du nord-est de l'Algérie, voire de toute l'Afrique du Nord. Une thèse de doctorat a récemment été consacrée à cet accident d'un point de vue sismique et sismotectonique (Bendjama, 2023). Ces dernières années, on s'est rendu compte que cet accident jouait un rôle primordial dans l'absorption du mouvement de convergence des plaques tectoniques en Afrique du Nord. Il s'agit donc d'une pièce maîtresse de première importance dans la géodynamique de cette région. Par ailleurs, des séismes récents sont survenus le long de cette faille, ce qui indique qu'il s'agit d'une faille active. Compte tenu de sa longueur importante, elle pourrait engendrer des séismes destructeurs de très forte magnitude si le séisme se produisait sur une longueur importante de la faille. La mise en place de roches volcaniques ultrapotassiques et shoshonitiques dans cet accident offre une opportunité unique de comprendre son origine profonde. Notre travail de thèse sera plus axé sur les aspects géologiques et pétrologiques liés à cet accident.

Structure de la Thèse

Les différents chapitres de ce travail de thèse, et qui découlent des objectifs qui lui ont été assignés plus haut, sont les suivants :

-Le premier chapitre sera consacré à une étude bibliographique sur les accidents tectoniques du Nord-Est de l'Algérie en général, et sur l'accident du Kef Hahouner-Djebel Debar en particulier.

-Le contexte géologique régional et local (secteur du Kef Hahouner) sera abordé dans le deuxième chapitre.

-L'utilisation des outils de la télédétection et de la géophysique (données aéromagnétiques principalement) pour l'étude de l'accident du Kef Hahouner-Djebel Debar fera l'objet du troisième chapitre.

-Le quatrième chapitre sera dédié à l'étude pétro-géochimique des roches ultrapotassiques et shoshonitiques du Kef Hahouner.

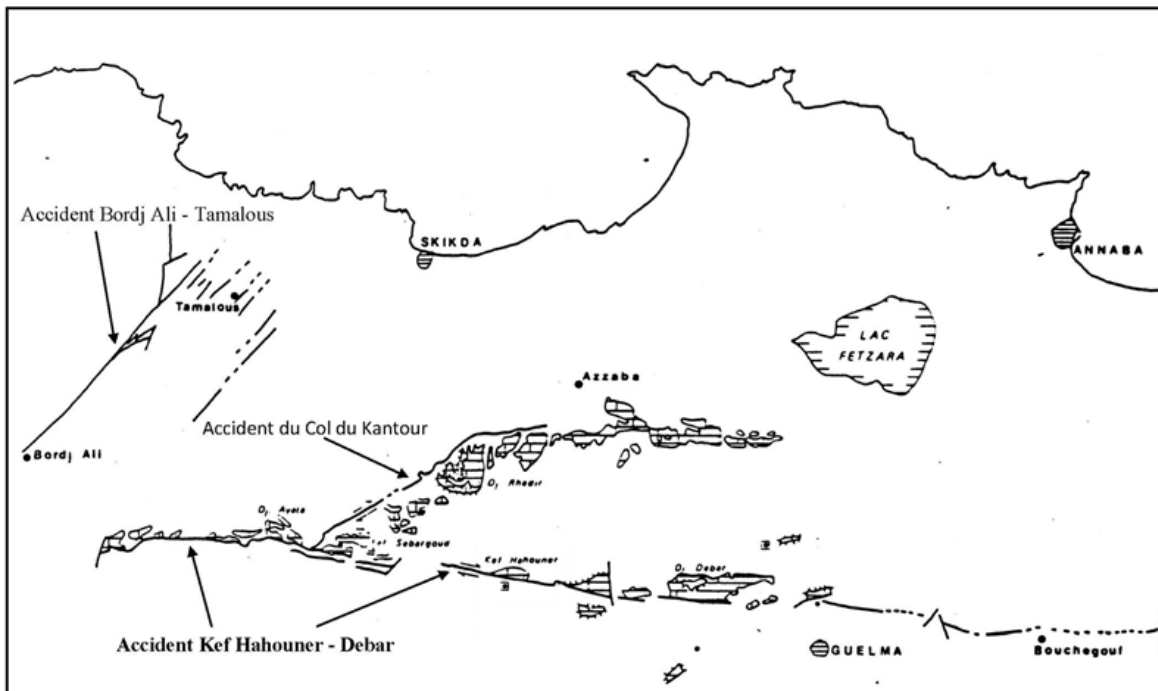
-Le cinquième et dernier chapitre sera consacré à la discussion des résultats obtenus et la proposition d'un nouveau modèle géodynamique de la chaîne des Maghrébides dans le Nord-Est algérien qui intégrera une explication de l'origine de l'accident du Kef Hahouner – Djebel Debar.

Cette Thèse comportera également une introduction générale, une conclusion générale et une liste de références.

CHAPITRE I

Les grands accidents tectoniques du Nord-Est algérien

Synthèse bibliographique



I.1. Les grands accidents du Nord-Est algérien

Le domaine de l'Algérie du Nord (chaîne des Maghrébides) est très tectonisé. De nombreuses failles et grands accidents ont été signalés et cartographiés durant plus d'un siècle. Le nord-est de l'Algérie ne fait pas exception. Cette région est en effet caractérisée par la présence de nombreux accidents et failles importantes qui ont joué et continuent de jouer un rôle essentiel dans la structuration de la région. Nous présenterons ci-dessous les principales caractéristiques des grands accidents du Nord-Est algérien, telles qu'elles sont décrites dans la littérature scientifique.

I.1.1. L'accident du Kef Hahouner–Djebel Debar (Fig. I.1 et I.2) : Il s'agit d'un accident majeur de direction est-ouest qui s'étend sur une centaine de kilomètres, de Bouchegouf jusqu'au djebel M'cid Aïcha. Cet accident a joué en distension durant tout le Miocène, et en décrochement dextre. Raoult (1974) a estimé son rejet à plus de 3 000 mètres dans les environs du Kef Hahouner. Cet accident fait l'objet de la présente étude et sera abordé plus en détail dans le sous-chapitre I.2.

I.1.2. La suture téthysienne (Fig. I.3) : La zone de suture entre le domaine interne et le domaine externe de la chaîne des Maghrébides est soulignée par une grande fracture (accident tectonique) qui met en contact anormal le socle kabyle et sa couverture (dorsale calcaire) avec les flyschs et les formations du domaine externe. Cette zone de suture est souvent confondue avec l'accident du Kef Hahouner-Djebel Debar, car ils sont pratiquement en contact à l'ouest du Kef Hahouner, dans les environs du Djebel Ayata et de Sidi Driss. Cependant, il s'agit de deux accidents différents qui se distinguent à l'est et à l'ouest de cette zone (Fig. I.4). Cette zone de suture a été décrite par Deleau (1953), qui l'a appelée « zone faillée du sud ». Cette zone de suture est soulignée dans la région par une bande de flyschs massyliens qui sépare les compartiments des zones internes, au nord, de ceux des nappes telliennes, au sud (voir la figure I.3). Dans le secteur de Texenna, la suture téthysienne se caractérise par la présence d'un affleurement ophiolitique (Boukaoud et al., 2022). Des roches magmatiques (gabbros et coulées basaltiques) de nature probablement ophiolitique sont également signalées dans cette zone de suture, plus à l'est, au Moul Ed Demamène (Durand-Delga, 1955 ; Bouillin, 1977 ; Talhi et al., travaux en cours).

I.1.3. L'accident du Col du Kantour (Fig. I.1 et I.2) : Cet accident a été étudié en détail par Raoult (1974). Il décrit un accident de direction NE-SW de 35 km de long, depuis le col d'El Kantour jusqu'à Ras el Ma, au nord du djebel Rhédir. Cet accident semble séparer deux zones ayant subi des évolutions tectoniques différentes. Il s'agit d'un décrochement dextre qui a joué à plusieurs reprises depuis la fin du Lutétien. Enfin, l'accident du col d'El Kantour semble s'étendre en direction du sud-ouest, en passant par le massif de Chettabas, où il se manifeste par la présence de Trias, jusqu'à la région de Bélezma, à 120 km d'El Kantour (Fig. I.5).

I.1.4. L'accident de Tamalous - Bordj-Ali (Fig. I.1, I.2 et I.4) : Cet accident a été étudié en détail par Bouillin (1977, 1979). Il s'agit d'un système de failles parallèles orientées nord-est-sud-ouest, qui s'étend sur 40 km, du nord-est du bassin de Tamalous jusqu'à la bordure sud-est du massif de Moul Ed Demamène. Cet accident a joué en distension, en compression et en décrochement sénestre. Il s'agit d'un accident post-nappe qui a été interprété par Bouillin (1979) comme un rejeu d'anciens accidents de direction atlasique affectant le socle tellien.

I.1.5. La transversale de Colbert (Fig I.5. et I.6) : Définie par R. Guiraud (1967), cet accident s'étend du sud-ouest au nord-est sur au moins 300 km, depuis les limites nord du Sahara jusqu'à la ville de Sétif, et semble se poursuivre plus au nord (voir la figure I.6). Il a été défini par les nombreuses anomalies tectoniques qu'il engendre et dont les traces furent marquées dès le Crétacé et qui a rejoué jusqu'à nos jours. Il marque la limite orientale du bassin éocène de M'Sila. Cette transversale semble matérialiser, au niveau de la couverture, des accidents du socle. Le tracé de cet accident a été figuré par M. Kieken dans son esquisse tectonique de l'Algérie (Fig. I.5).

I.1.6. La Faille de Zit-Emba : Elle a été décrite par Bouaroudj (1986) comme une faille « qui passe au SW de Zit-Emba, puis longe le SW de la structure de la Safia et le NE de Koudiat-Sidi Fritis. Elle ne se marque pas à l'affleurement par une dislocation importante. Seule l'interprétation sur des bases géophysiques, de J. DEVAUX, permet d'envisager l'existence d'une structure majeure d'orientation N 130°, immédiatement au SW de Zit-Emba ». (Bouaroudj, 1986).

I.1.7. Faille du Djebel Safia (Fig. I.2 et I.7) : elle semble constituer la limite Est du Bloc de Petite Kabylie. De direction NW-SE, il s'agit d'une faille qui a rejoué au Quaternaire et qui est associé à des sources thermales. Elle a été signalé pour la première fois par Vila (1980) (Fig. I.8)

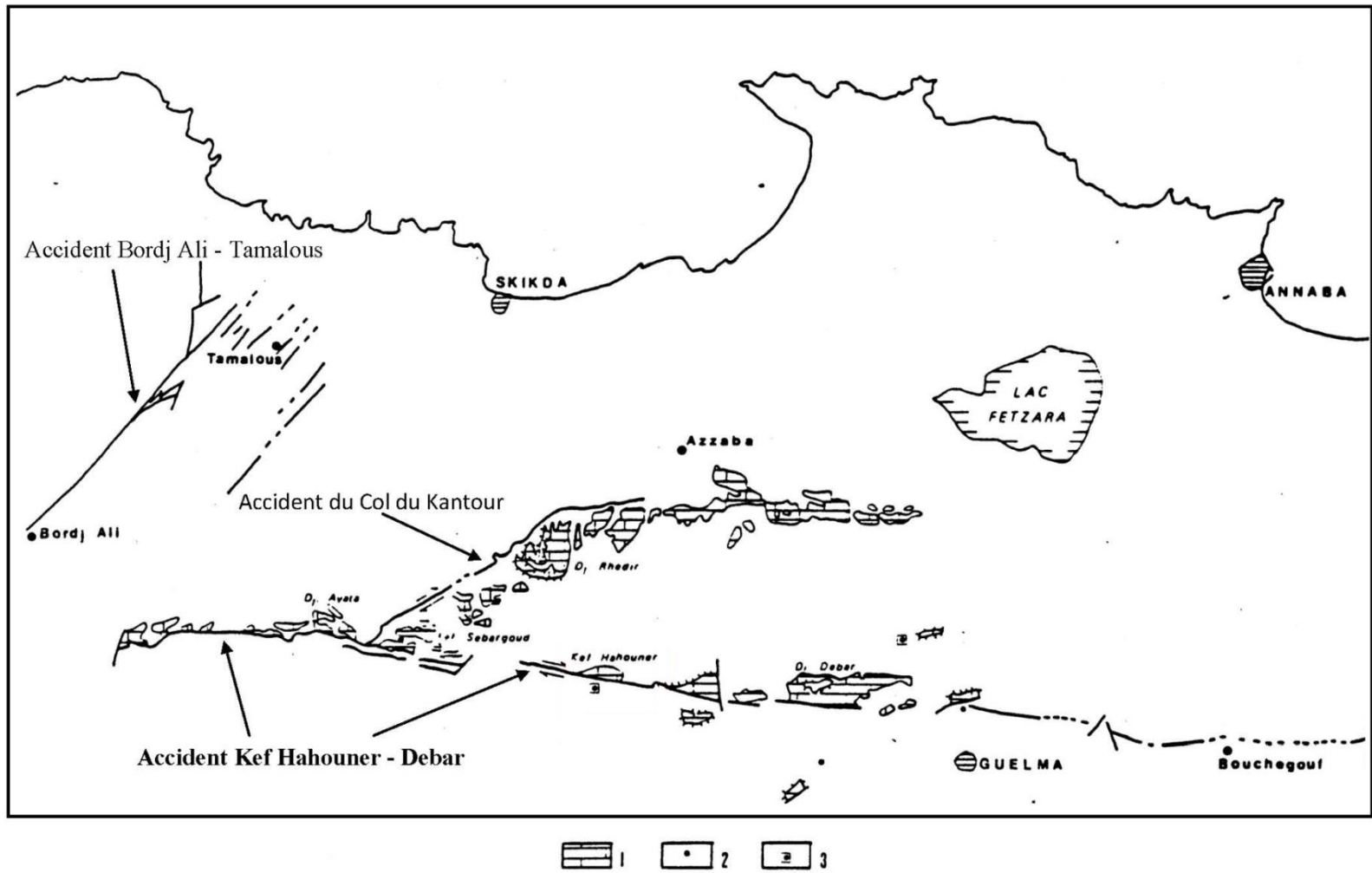
I.1.8. L'accident de Sidi-Rachedi (Fig. I.7 et I.8) : Localisé au sud d'Azzaba et orienté NE-SW, il est parallèle à la faille d'El Kantour. Il a été signalé par Vila (1980) et semble s'étendre sur une grande distance (voir la figure I.8). Cet accident délimite un compartiment septentrional effondré. La mise en place des roches ultrapotassiques de Koudiat el Anzazza s'est produite le long de cet accident (Vila, 1980).

I.1.9. La faille de Sigus (Fig. I.8) : orientée est-ouest, elle s'étend sur au moins 30 km dans la région d'Oum El Bouaghi. Dans sa partie ouest, sa direction devient NE-SW au niveau du djebel Tesselia, ce qui indique la présence de deux segments de failles. Il s'agit d'une faille inverse qui met en contact les formations secondaires des nappes telliennes avec les formations du Mio-Pliocène, du Pliocène et du Quaternaire. À l'est, elle marque la limite de la formation néritique du Djebel Fortas.

I.1.10. La faille de Temlouka (Fig. I.8) : Orientée NE-SW, elle s'étend sur au moins 20 km. Elle met en contact le Quaternaire avec les terrains plus anciens des nappes telliennes. Cette faille néotectonique présente un jeu en décrochement sénestre.

I.9.11. La faille d'Ain Smara (Fig. I.8) : orientée NE-SW, elle s'étend sur environ 25 km. Il s'agit d'un décrochement senestre segmenté en trois parties. Elle met en contact des formations du Crétacé avec celles du Pliocène.

I.9.12. Les failles de Bouchegouf, Hammam N'baïlis et Hammam Debbagh-Roknia (Fig. I.8) : Le bassin de Guelma est limité à l'est et à l'ouest par deux importantes failles : respectivement celles de Bouchegouf-Hammam N'baïlis, orientée NE-SW (Vila, 1980), et de Hammam Debbagh-Roknia, orientée NW-SE, récemment mise en évidence (Maouche et al., 2013). Ces failles affectent les sédiments du Quaternaire et sont liées à des sources thermales.



1. Massifs calcaires ; 2. sources thermales ; 3. roches éruptives fini-miocènes ou pliocènes.

Figure I.1. Carte montrant les principaux accidents tectoniques post-nappes du Nord-Est algérien (Marre, 1992)

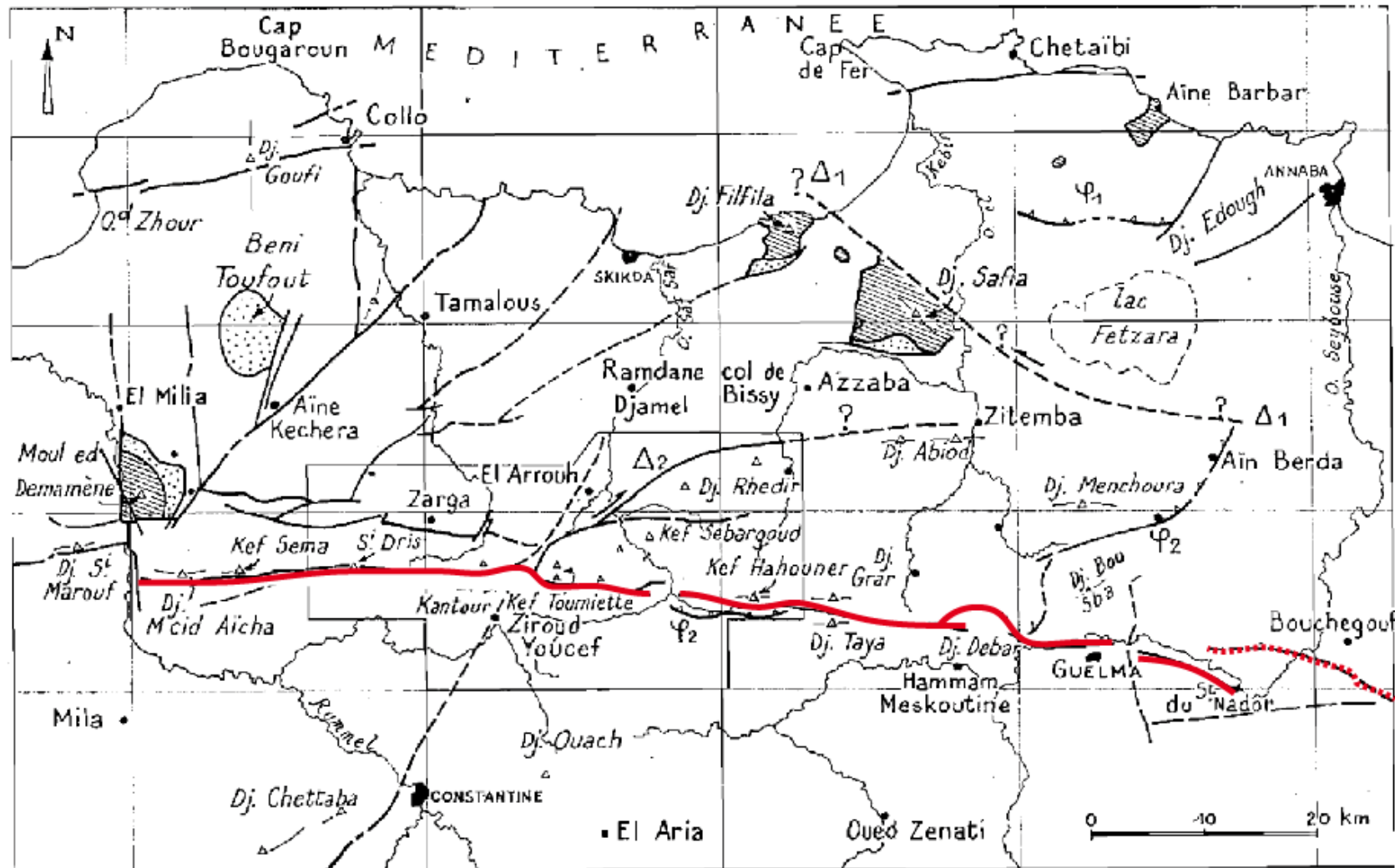


Figure I.2. Carte géographique du Nord-Est algérien montrant les principaux accidents tectoniques (Raoult, 1975). En rouge : l'accident du Kef Hahouner – Djebel Debar. Δ₂ : Accident du Col du Kantour. Δ₁ : Faille du Djebel Safia

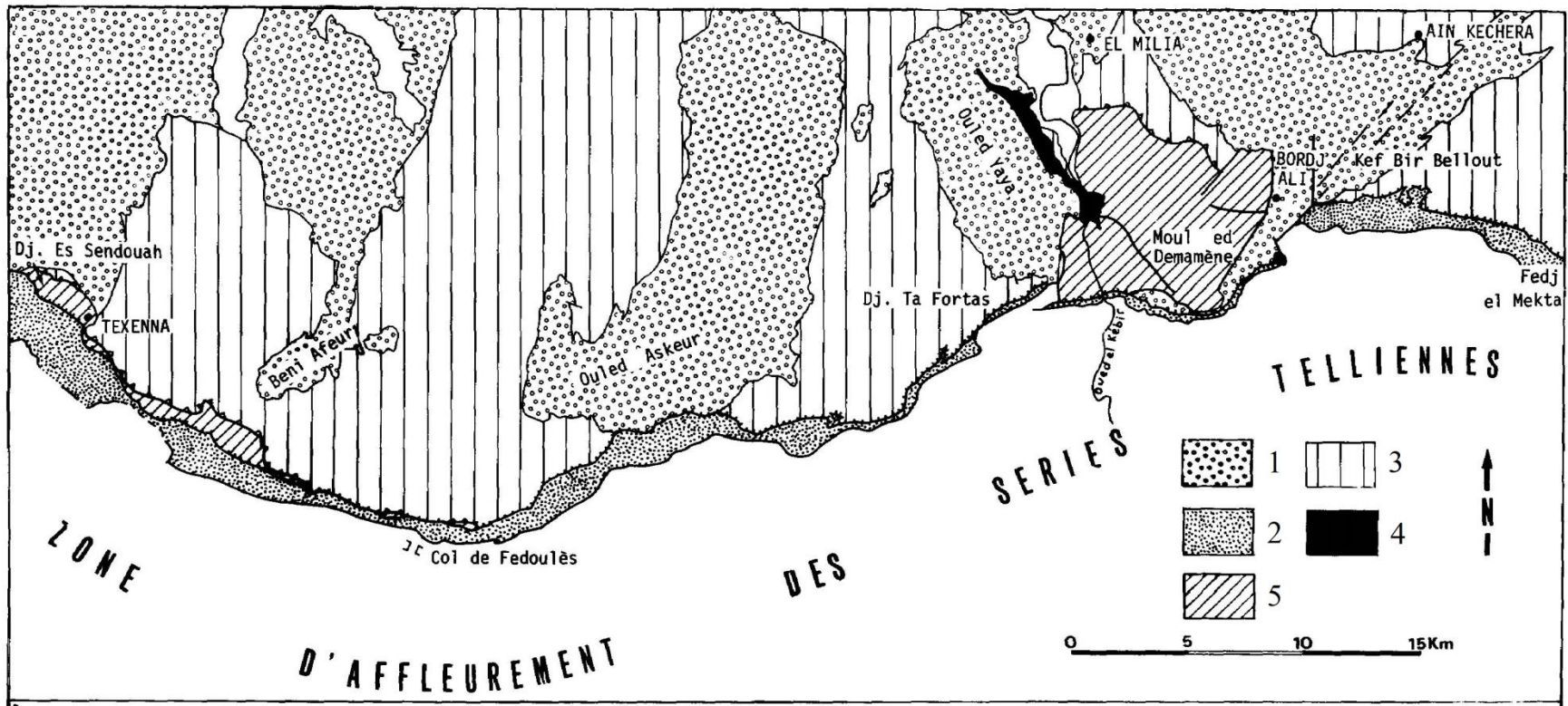


Figure I.3. La bordure du Socle Kabyle entre la région de Texenna et Fedj el Mokta. La zone de suture téthysienne est soulignée par la limite nord de la bande de flysch massylien (Bouillin, 1977). 1 : formation sédimentaires reposant sur le socle Kabyle (Oligo-miocène kabyle, flyschs allochtones et miocène post-nappe). 2 : flysch massylien. 3 : socle Kabyle. 4 : Trias. 5 : Formations schistositées (essentiellement mésozoïque) engagées sous le socle Kabyle.

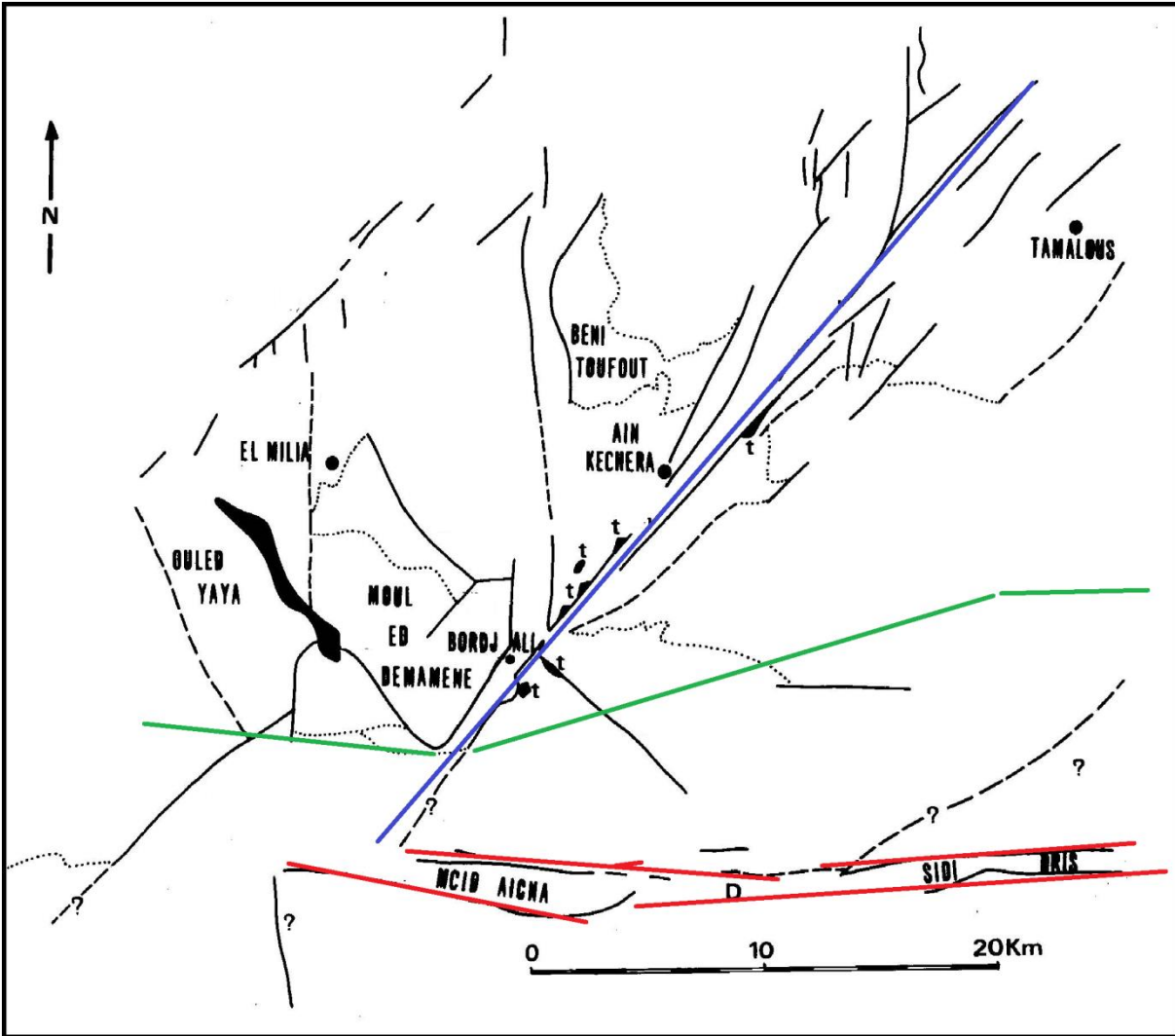


Figure I.4. Carte structurale montrant les principaux accidents tectoniques et failles dans les environs de Moule d Demamène (Bouillin, 1977). En rouge : l'accident du Kef Hahouner – Djebel Debar. En vert ; la suture téthysienne. En bleu : l'accident de Tamalous-Bordj Ali.

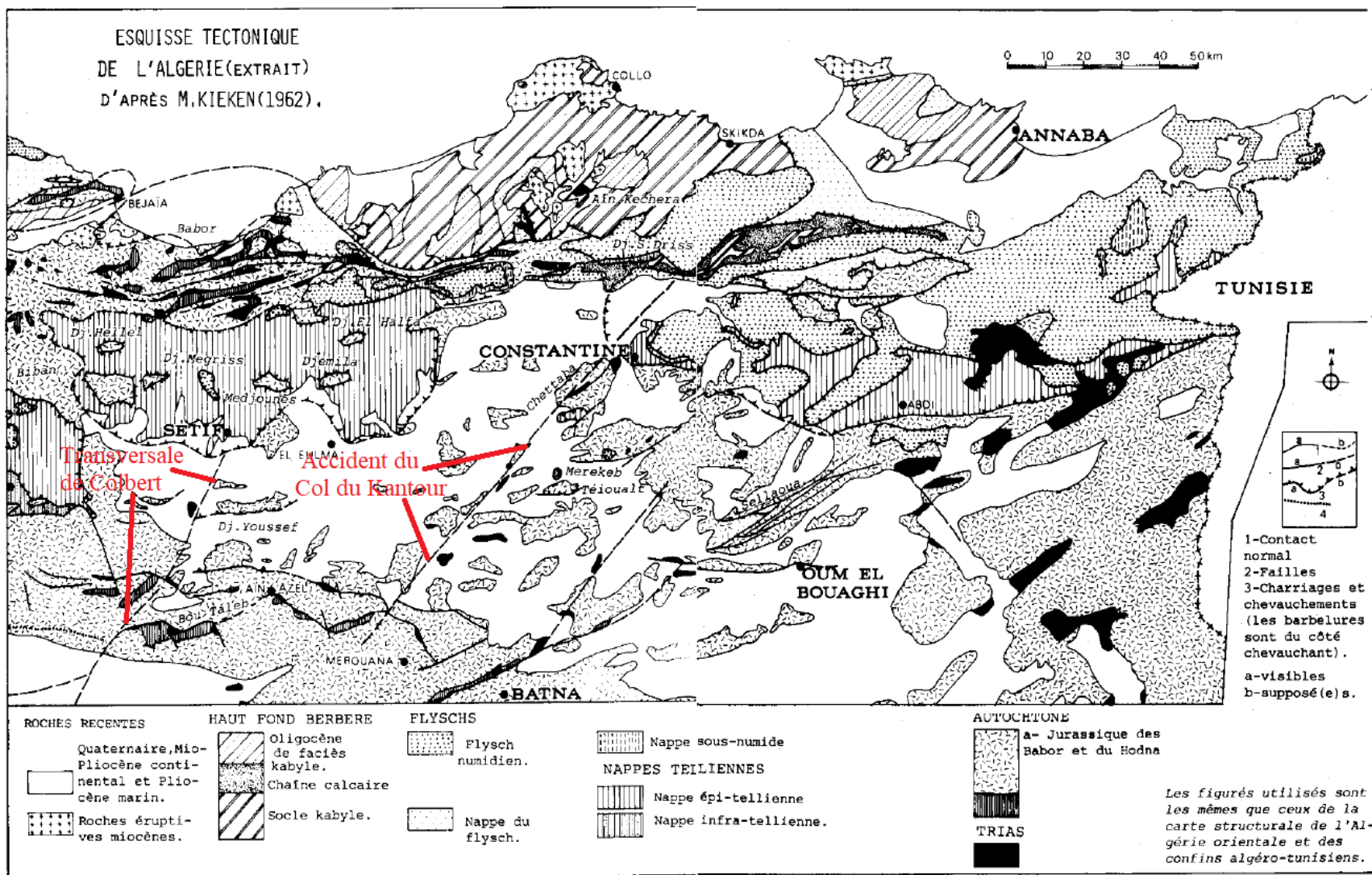
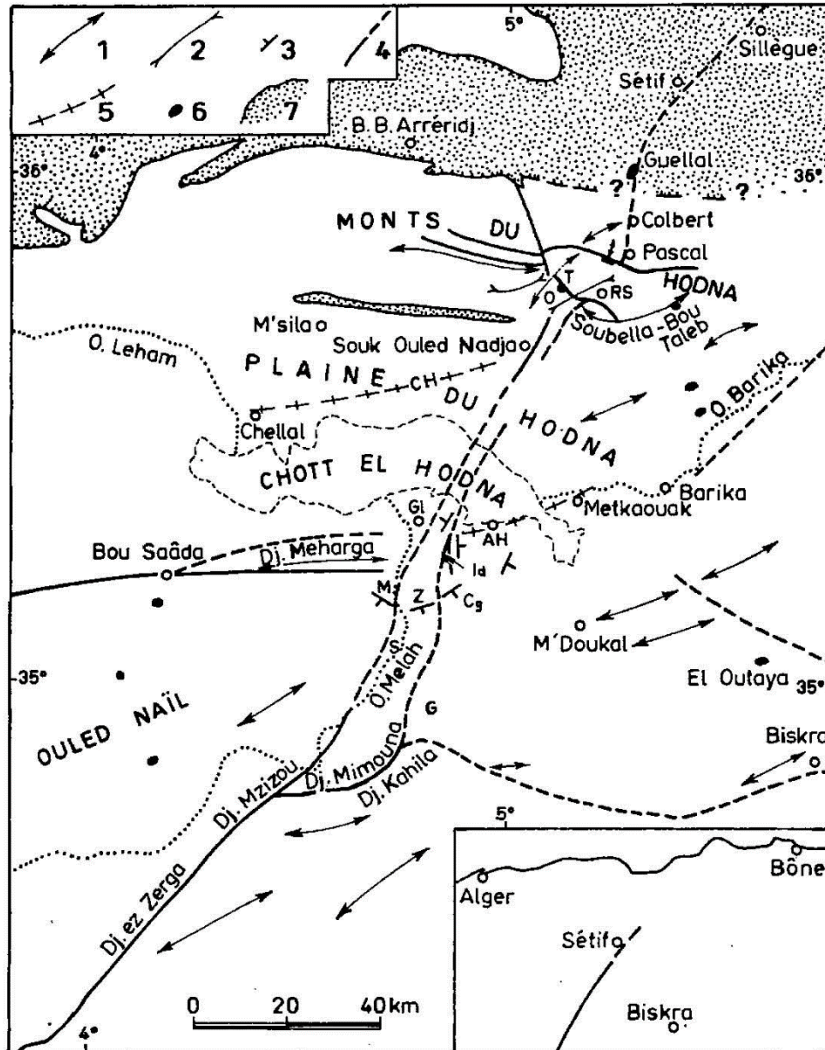


Figure I.5. Esquisse tectonique du Nord-Est de l'Algérie, montrant l'extension vers le Sud-Ouest de l'accident d'El Kantour ainsi qu'une partie du tracé de l'accident de la transversale de Colbert (Vila, 1980)



1, anticlinal; 2, synclinal; 3, monoclinal; 4, faille; 5, horst; 6, Trias; 7, allochtone s. l.; AH, Aïn Hadjar; Cg, Chegaïg; CH, chott el Hamman; G, Guelb el Akhal; Gl, Guelalia; Id, Oum el Idami; M, Makroug; Mk, Metkaouak; O, Ousra; RS, Rass Sisly; S, Soltane; T, Ouled Tebbene; Z, Zerzour.

Figure I.6. Schéma structural de la région du Hodna et des régions voisines montrant l'extension du grand accident de la transversale de Colbert (Guiraud, 1967)

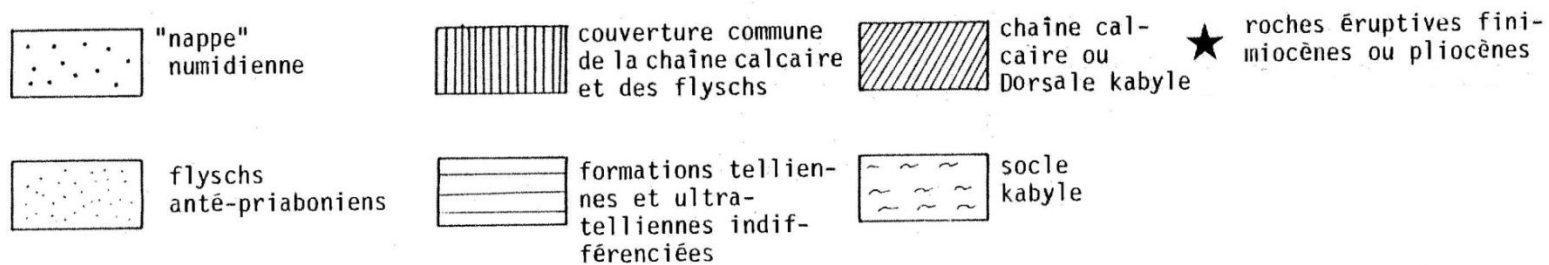
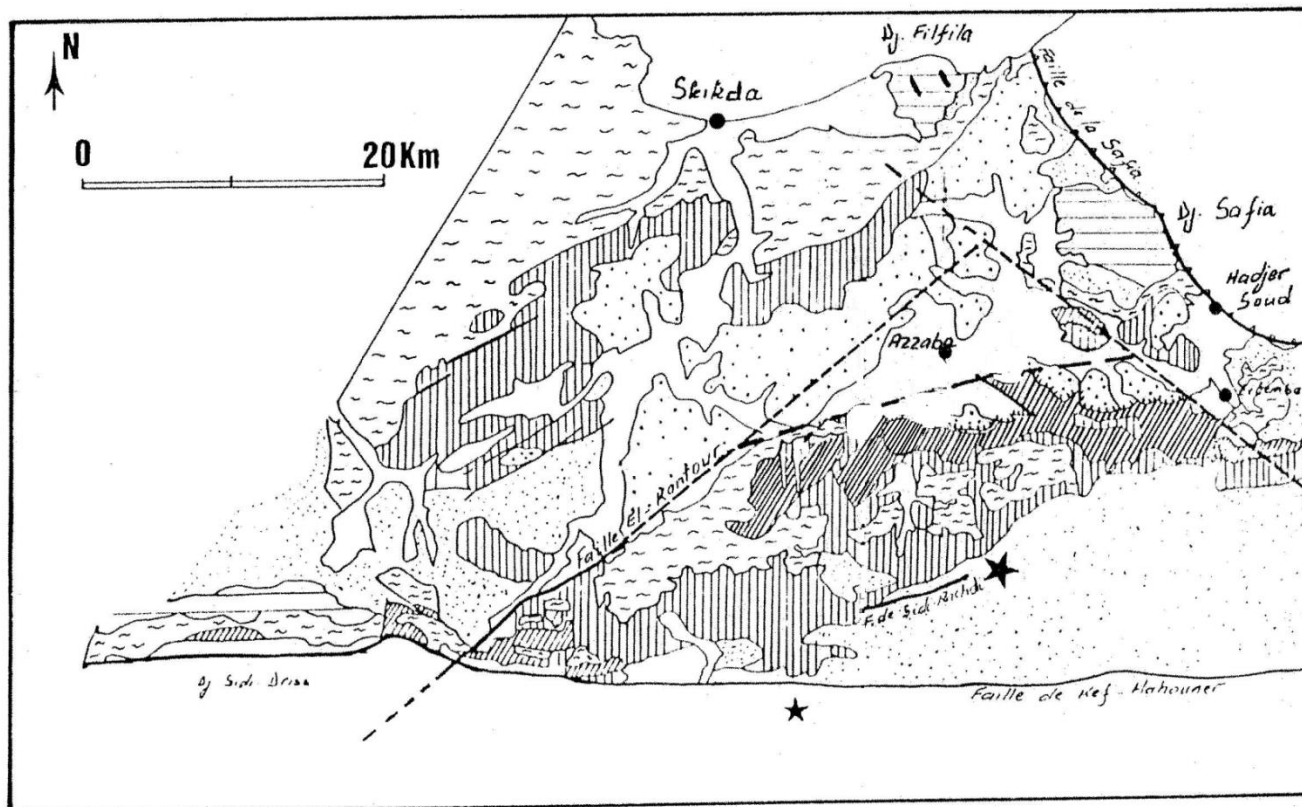


Figure I.7. Carte structurale de la région d'Azzaba-Skikda (Bouarroudj, 1986)

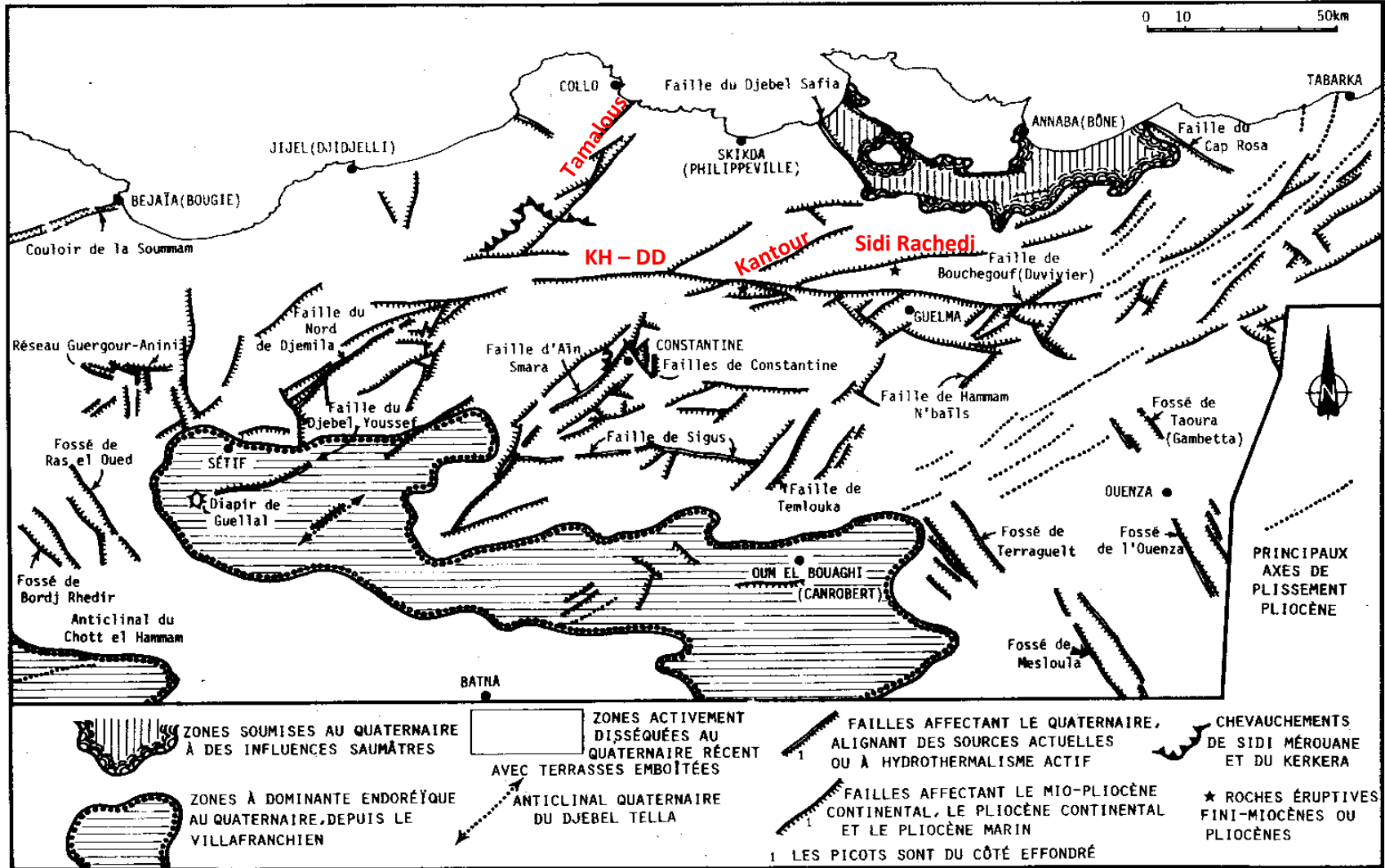


Figure I.8. Carte structurale du Nord-Est de l'Algérie (Vila, 1980)

I.2. L'accident du Kef Hahouner – Djebel Debbagh – Historique et état des connaissances actuel

L'accident du Kef Hahouner – Djebel Debbagh a été signalé pour la première fois par Joseph Blayac en 1912. Sur une coupe NNW-SSE passant par le Kef Hahouner, il indique une importante faille qui limite au sud le Kef (planche 4, fig. 8, Blayac, 1912) (Fig. I.9). Il représente également des failles limitant au Sud les Dj. Taya et Debar. Ces failles ont été représentées dans sa carte tectonique de la région (planche II, Blayac, 1912) (Fig. I.10).

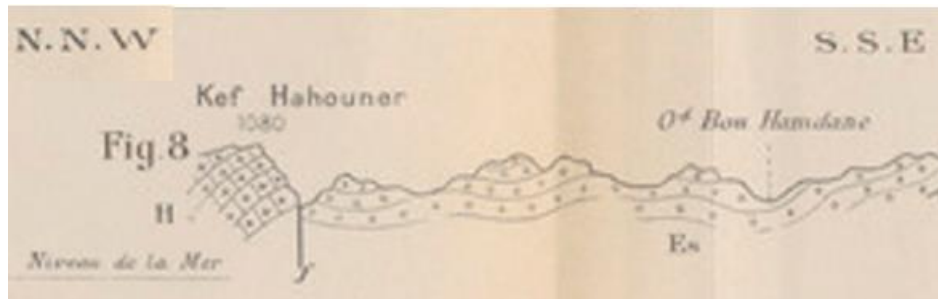


Figure I.9. Coupe NNW-SSE passant par le Kef Hahouner, signalant la présence d'une faille au Sud du Kef (Blayac, 1912)

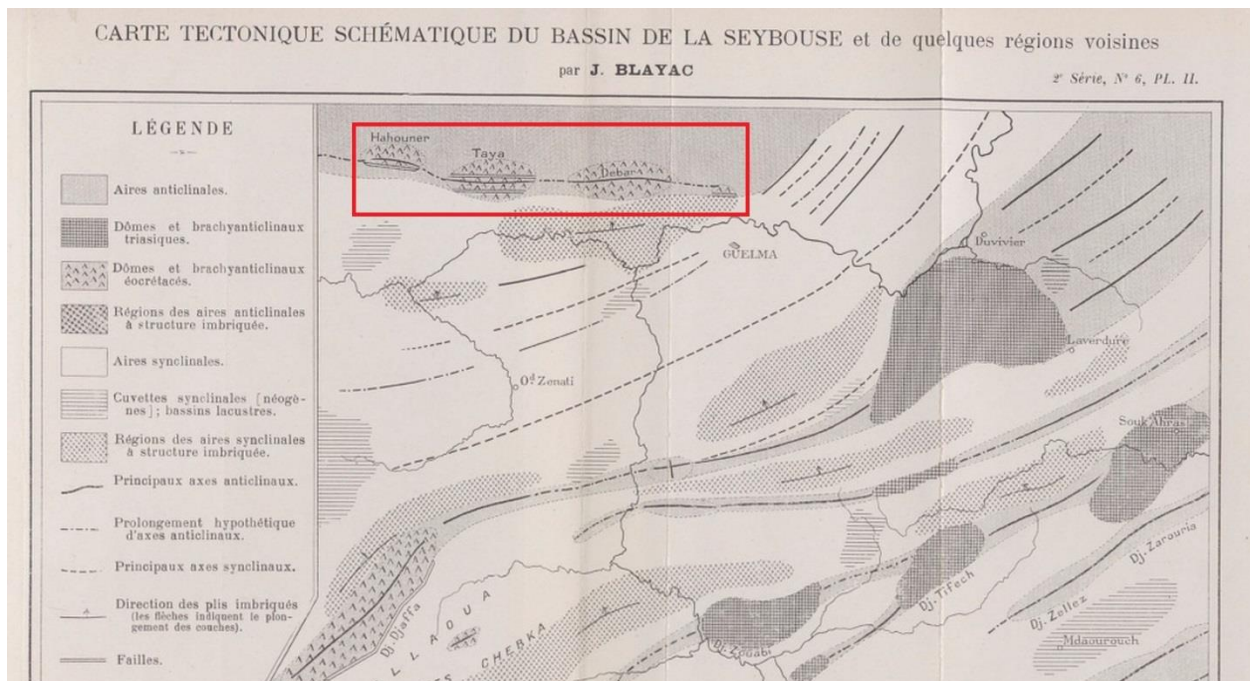


Figure I.10. Carte tectonique de Blayac (1912) montrant les failles qui limitent au Sud le Kef Hahouner et les Dj. Taya et Debar.

Brives (1918) dans sa contribution à l'étude des gîtes métallifères de l'Algérie parle l'existence de l'axe Taya-Debar qui n'est que le prolongement de l'axe Kheneg-Hahouner et signale la présence de minéralisation, de sources thermales et de Trias le long de cet axe.

L'accident du Kef Hahouner – Djebel Debar a été aussi signalé par Paul Deleau en 1938. Il parla de « l'axe Hahouner-Debar » et de « zone faillée du Sud » (Deleau, 1938).

Cet accident a été décrit par J.F. Raoult (1974; p. 106-107) qui indique « qu'au sud du Kef Hahouner, l'accident possède un rejet d'au moins 3000 m. Vers l'Est, il se poursuit sur environ 30 km jusqu'au Dj. Debar. Vers l'Ouest, cette faille ou zone de failles atteint El Kantour et se poursuit au-delà. Au sud du Kef Hahouner, ces failles ont commencé à jouer aussitôt après les charriages et se sont accompagnées de quelques coulées d'andésites et de trachytes ». Il indique également, p. 148, que cet accident est lié à des failles très importantes affectant les diverses zones telliennes, les flyschs et la dorsale. Il se demande enfin si cet accident détermine le front sud du socle kabyle et s'il atteint la mer à El Aouana.

En décrivant cet accident dans sa Thèse, Bouarroudj (1986) indique qu'il s'agit « d'un accident d'extension E-W, suivi sur plus de 80 km, de Dj. Sidi-Dris, Kef-Hahouner, longe le Dj. Debagh et s'estompe dans la limite occidentale du bassin de Guelma. Le long de cet accident, au Nord, affleurent les formations carbonatées du môle néritique du Constantinois, qui sont en contact tectonique avec le Mio-Pliocène continental au Sud. La localisation de sources thermales le long de cet accident, dont la composante vertical du rejet de plus de 2500 m, les nombreuses minéralisations en antimoine, arsenic et mercure, spatialement liées aux failles satellites de direction WSW-ENE, soulignent son importance ».

A. Marre (1992 ; p. 77) le décrit de la manière suivante : « L'accident du Kef Hahouner – Djebel Debar de direction E-W, s'étend sur une centaine de km de la région de Bouchegouf jusque dans la région du Djebel M'Cid Aicha au nord-ouest de Constantine. Cet accident a joué en distension durant tout le Miocène. En effet, on trouve tout au long de cet accident, des roches volcaniques (100 m dans les conglomérats du bassin de Constantine) ou des sources thermales (bassin de Guelma-Hammam Meskoutine). De plus, au contact de cet accident, les dépôts mio-pliocènes sont redressés. Cet accident a donc rejoué très tardivement en faille normale avec un rejet total

qui dépasse 3000 m. Par ailleurs, au Col d'El Kantour, cet accident a joué en accident décrochant dextre, décalant de quelques km l'accident d'El Kantour. Cet accident est donc néotectonique ».

Dans sa thèse consacrée au bassin de Constantine, Ph. Coiffait a consacré quelques pages à la fin de son ouvrage à cet accident (Coiffait, 1992 ; p. 424-431). C'est l'auteur qui l'a étudié le plus en détail. Il précise d'abord que l'accident du Kef Hahouner-Djebel Debar marque la limite septentrionale du bassin de Constantine. Il le décrit comme un important accident de direction N100°E à N110°E. Il précise qu'il ne s'agit pas d'une seule faille, mais d'une famille d'accidents connue depuis longtemps, citant à cet égard Deleau (1938, 1953) et Raoult (1974). Il indique que cette zone de failles s'étend sur plus de 80 km, de l'ouest du Djebel M'Cid Aïcha à l'est du Djebel Debar, au nord de Guelma. Il précise que le bassin de Guelma occupe la même position que celui de Constantine et que cet accident constitue donc également la limite nord de ce dernier. Il mentionne également les épanchements volcaniques survenus au niveau de cet accident, ce qui confirme son caractère profond. Il poursuit son analyse des conséquences de l'existence de cet accident sur la structure de la région en étudiant, pour la première fois, son influence sur les formations post-nappes (les structures induites par cet accident sur les nappes de charriage et les formations antérieures au Néogène ont été étudiées par J.-F. Raoult). Ph. Coiffait a découvert des chevauchements repris par des accidents verticaux correspondant à des failles inverses et des décrochements. Ces chevauchements sont orientés est-ouest et sont liés à des accidents et des failles de la même orientation. Il décrit ensuite, près de la limite septentrionale du bassin de Constantine, au voisinage de l'accident, des décrochements matérialisés par des lentilles tectoniques observées tout au long du tracé de l'accident. Cette association entre chevauchement et décrochement est identique à celle observée dans d'autres accidents majeurs dans le monde, comme la grande faille de San Andréas. Concernant l'importance de cet accident, Ph. Coiffait souligne qu'il affecte à la fois les formations post-nappes et le substratum du bassin de Constantine. Il marque la limite sud des zones internes et a probablement été actif avant le dépôt des formations post-nappe. Il indique également ne pas être d'accord avec J.-F. Raoult, qui considère cet accident comme néotectonique. Il affirme enfin que cet accident est multiple et correspond à un accident profond qui s'exprime en surface par différentes failles.

Il conclut son étude sur cet accident en indiquant que « la bordure septentrionale du bassin de Constantine correspond à un accident profond, ayant joué avant le dépôt des terrains post-

nappes, et ayant rejoué, lors des évènements tectoniques postérieurs à la mise en place des nappes, pour aboutir à des chevauchements et à des décrochements ».

L'extension vers l'Est de cet accident a récemment été mise en évidence par des études détaillées, réalisées notamment en Tunisie. Ainsi, Gaidi et al., (2020) ont étudié cet accident sur 130 km de longueur, qu'ils ont nommé « faille de Alia-Thibar ». La zone de faille Alia-Thibar détermine la position des principaux bassins sédimentaires plio-quadernaires du nord de la Tunisie, situés au pied des segments de faille inverse de cette zone de faille. Les auteurs citent au moins cinq segments de failles différents présentant une géométrie hélicoïdale globale et comprenant des failles inverses, dextres, senestres et obliques.. Cette dernière absorbe une grande partie du déplacement actuel mesuré par GPS dans le nord de la Tunisie.

Dans une autre étude récente, Booth-Rea et al. (2023) indiquent que les limites du Tell en Tunisie coïncident avec la position actuelle des structures de raccourcissement actives qui se sont formées depuis le Pliocène, comme le système de failles Alia-Thibar. Ce dernier produit la majeure partie de la sismicité de la région et explique la majeure partie du raccourcissement de la région mesuré par GPS. Ceci montre la grande importance de cet accident dans la géodynamique de la chaîne des Maghrébides dans la région.

L'aspect sismique et sismotectonique de l'accident du Kef Hahouner – Djebel Debar a fait l'objet d'études ces dernières années (Soumaya et al., 2018 ; Bougrine et al., 2019 ; Bendjama et al., 2021) ainsi que d'une thèse de doctorat (Bendjama, 2023). On s'est rendu compte que, contrairement à des idées anciennes considérant cet accident comme inactif et aséismique, il s'agit en fait d'un accident composé de failles actives ayant engendré, ces dernières années, des séismes modérés dans la région. Étant donné l'étendue de cet accident, le plus grand connu dans le Maghreb, un grand intérêt lui est désormais consacré dans les études sismologiques. De plus, il a récemment été mis en évidence que cet accident absorbe la majeure partie du mouvement de convergence entre les plaques eurasienne et africaine, ce qui en fait un élément de première importance pour la compréhension de la géodynamique de la région.

En résumé, cette synthèse bibliographique indique que l'accident du Kef Hahouner-Djebel Debar est un linéament majeur qui s'étend sur plus de 300 km, de Thibar, en Tunisie, à l'est, où il est connu sous le nom de faille Alia-Thibar (Gaidi et al., 2020), jusqu'au Djebel M'cid Aïcha, à

l'ouest, et semble se prolonger dans cette direction (voir la figure 1A). Il correspond à un système de failles de décrochement dextre, caractérisé par une activité néotectonique et sismotectonique (Bendjama et al., 2021 ; Soumaya et al., 2018), et marque la limite nord du bassin miocène de Constantine (Coiffait, 1992) ainsi que celle du bassin de pull-apart plio-quadernaire de Guelma (Maouche et al., 2013). Le long de ce système de failles profondes majeur se sont mises en place les roches volcaniques de Kef Hahouner, objet de cette étude, ainsi qu'un certain nombre d'évaporites diapiriques du Trias et de sources thermales. Au contact de cette faille, les roches sédimentaires du Miocène-Pliocène sont souvent perturbées et fortement déformées.

Nomenclature en relation avec cet accident et nom choisi dans le cadre de cette étude.

Un grand nombre de noms sont apparus dans la littérature scientifique pour désigner l'accident du Kef Hahouner – Djebel Debbagh. Nous citerons ci-dessous les noms trouvés dans la littérature.

- Faille de Ghardimaou – Nord Constantine (GNC) (Bougrine et al., 2019)
- Faille Alia-Thibar (Gaidi et al., 2020)
- Accident du Kef Hahouner – Djebel Debar (Marre, 1992)
- Accident du Kef Hahouner – Dj. Ayata (Raoult, 1974)
- Faille de Mcid Aïcha-Debbagh (MAD) (Bendjama et al., 2021)
- La zone de cisaillement principale de Debbagh-Thibar (DT) (Bendjama, 2022)

Dans cette étude, nous opterons pour le nom donné par A. Marre (1992) : « l'accident Kef Hahouner – Djebel Debbagh » (en remplaçant « Debar » par « Debbagh », qui est le nom actuel du Djebel), et ce pour trois raisons essentielles : c'est dans le voisinage du Kef Hahouner, et entre ce Kef et le Djebel Debbagh, que les manifestations de cet accident sont les plus visibles sur le terrain. La deuxième raison est historique : c'est le premier nom donné à cet accident (axe Kef Hahouner – Djebel Debar de P. Deleau). La troisième raison est que les seules roches volcaniques liées à cet accident sont actuellement connues dans le voisinage du Kef Hahouner. Nous verrons dans notre étude que ces roches volcaniques sont un élément précieux pour déterminer l'origine et la signification de cet accident. Une grande partie de cette thèse sera donc consacrée à l'étude de ces roches et de la zone environnante. Le nom « accident Kef Hahouner – Djebel Debbagh » est donc le mieux approprié dans le cadre de ce travail de thèse.

CHAPITRE II

Contexte géologique des roches volcaniques du Kef Hahouner et observations de terrain



Massif du Kef Hahouner

II.1. La chaîne des Maghrébides du Nord-Est algérien

La zone étudiée fait partie de la chaîne des Maghrébides, également appelée chaîne tello-rifaine (Wildi, 1983). Cette chaîne, issue de la collision au Cénozoïque entre l'Afrique et des fragments du microcontinent AlKaPeCa (les blocs Alboran, Kabyle, Peloritain et Calabre), est classiquement subdivisée en trois domaines tectono-paléogéographiques (voir la figure II.1). On distingue, du nord au sud, les zones internes, les nappes de flyschs et les zones externes (Durand-Delga, 1969 ; Leprêtre et al., 2018).

II.1.1. Les zones internes

Les zones internes sont constituées d'un socle métamorphique recouvert de sédiments non métamorphisés du Paléozoïque au Cénozoïque, appartenant à la « dorsale calcaire » (Figure II.2 et II.3). Ces zones sont paléogéographiquement liées au microcontinent AlKaPeCa, qui faisait partie de l'ancienne marge européenne de la Téthys maghrébine. Le long du transect de Kef Hahouner, le socle appartient au bloc de la Petite Kabylie, composé de trois unités principales : une unité inférieure à haute pression et haute température, une unité supérieure à basse pression, et une unité ultrabasique représentée par le massif péridotitique du cap Bougaroun (Peucat et al., 1996 ; Michard et al., 2006). Dans certaines zones, le socle kabyle est recouvert en discordance par les dépôts gréso-micacés et conglomératiques de l'« Oligo-Miocène kabyle » (OMK) (Bouillin et Raoult, 1971; Aïte et Gélard, 1997) (Figure II.8).

II.1.2. Le domaine des flysch

Les nappes de flysch sont constituées de sédiments turbiditiques et pélagiques du Mésozoïque au Cénozoïque, qui ont rempli le bassin « maghrébin » qui a séparé avant l'Oligocène supérieur l'Europe et l'Afrique (Bouillin, 1986). Ces nappes sont aujourd'hui prises en sandwich entre les zones interne et externe. Dans l'est de l'Algérie, on y trouve des vestiges d'une ancienne lithosphère océanique du bassin maghrébin, ce qui indique que ce bassin représentait probablement l'ancienne lithosphère océanique de l'ouest de la Téthys (Boukaoud et al., 2021). En fonction de leur position paléogéographique au sein du bassin, deux séquences de flysch sont reconnues (Bouillin et al., 1970) : (a) **les nappes de flysch mauritaniennes**, composées de sédiments du Jurassique supérieur au Burdigalien (Figure II.4), qui se sont déposés dans la partie nord du bassin, près de la marge sud du microcontinent AlKaPeCa ; et (b) **les nappes de flysch**

massyliennes, composées de sédiments du Crétacé inférieur (nappe massylien *sensu stricto*) (Figure II.5) et d'une formation siliciclastique (**nappe numidienne**) de l'Oligocène au Miocène (Thomas et al., 2010). Les formations de la nappe numidienne sont très répandues dans l'est de l'Algérie, en particulier autour de la zone d'étude, où elle ont été décrites en détail (Morreti et al., 1991) (Figure II.9).

II.1.3. Les zones externes

Les zones externes, également appelées unités telliennes, sont constituées de formations sédimentaires du Mésozoïque au Cénozoïque, déposées sur la marge nord-africaine, et structurées aujourd'hui en une pile de nappes pelliculaires. Dans la zone étudiée, ces unités, appelées « **unités ultra-telliennes** » par Durand-Delga (1969), sont composées de calcaires à grains fins du Crétacé inférieur contenant des ammonites pyriteuses, de calcaires du Crétacé supérieur à Éocène contenant des foraminifères planctoniques, ainsi que de marnes de l'Hauterivien au Lutétien (Raoult, 1974) (Figure II.6). Une autre structure importante caractérisant les zones externes du nord-est de l'Algérie est la **nappe néritique constantinoise** (Vila, 1978), composée de calcaires jurassiques et crétacés épais et massifs, qui apparaissent en fenêtres tectoniques dispersées sous les nappes « ultra-telliennes » dans la zone d'étude (Figure II.7).

Toutes ces formations sont recouvertes en discordance par des dépôts post-nappe du Miocène (Tortonien et Messinien) composés de séries continentales (conglomérats rougeâtres, sables et argiles gypseuses) du bassin de Constantine (Figure II.10).

Sans entrer dans les détails de la stratigraphie des différentes formations composant les unités et domaines cités précédemment, ce qui allongerait la longueur de ce chapitre, nous renvoyons les lecteurs au mémoire de J.-F. Raoult (1974), qui a réalisé une étude détaillée de la région d'étude. Néanmoins, nous présentons dans les figures II.2 à II.10 les différentes colonnes stratigraphiques de ces unités, qui résument l'ensemble.

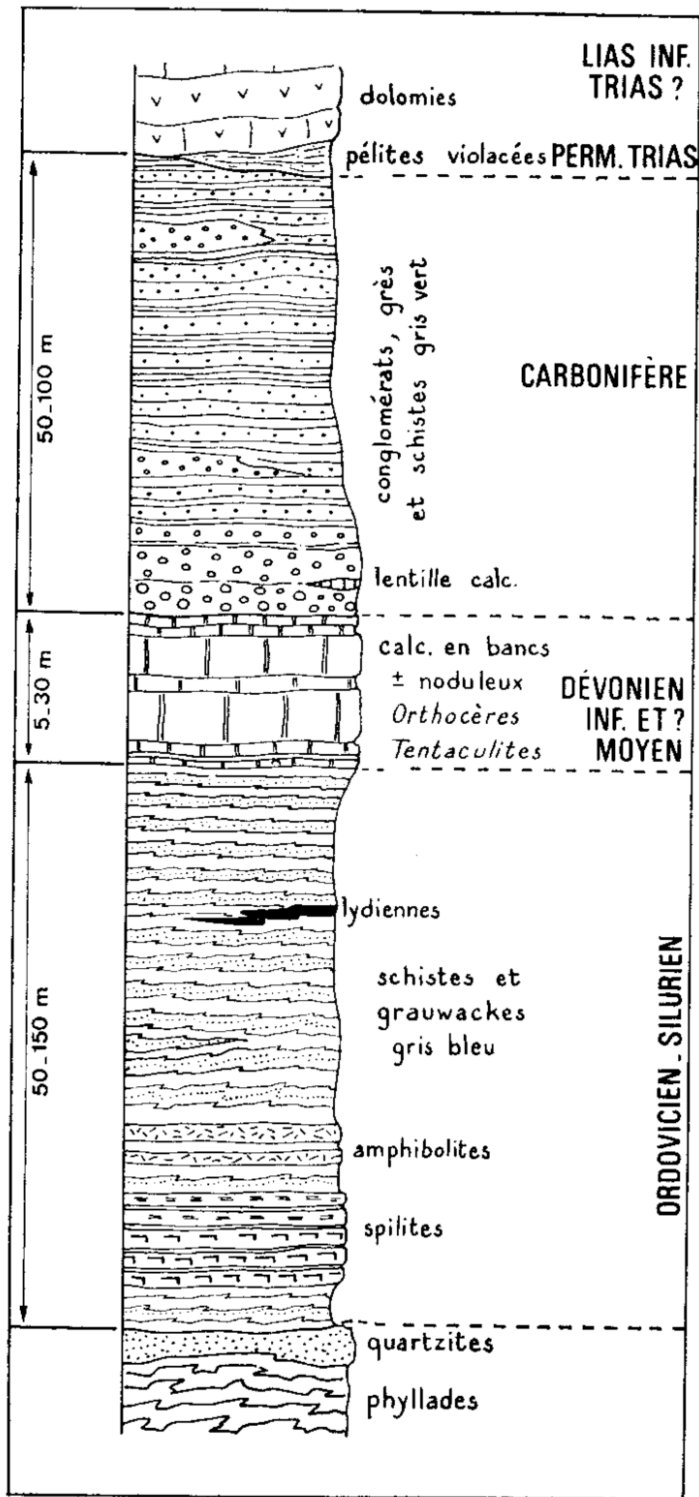
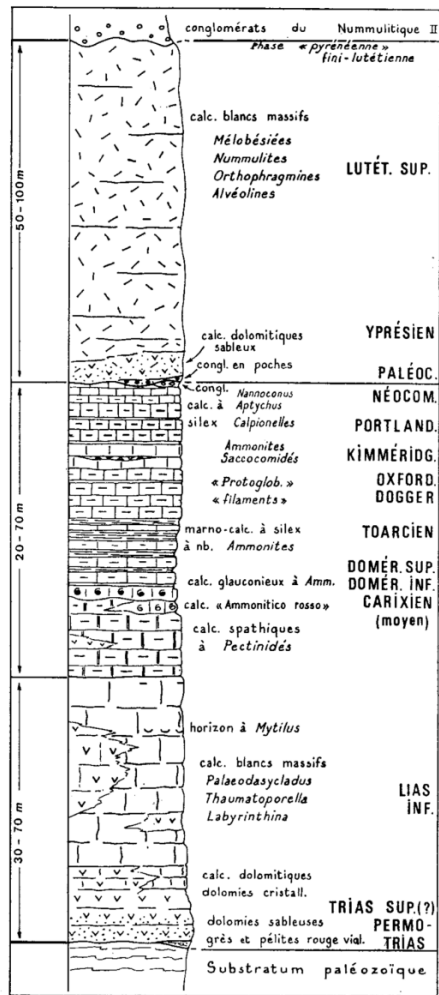
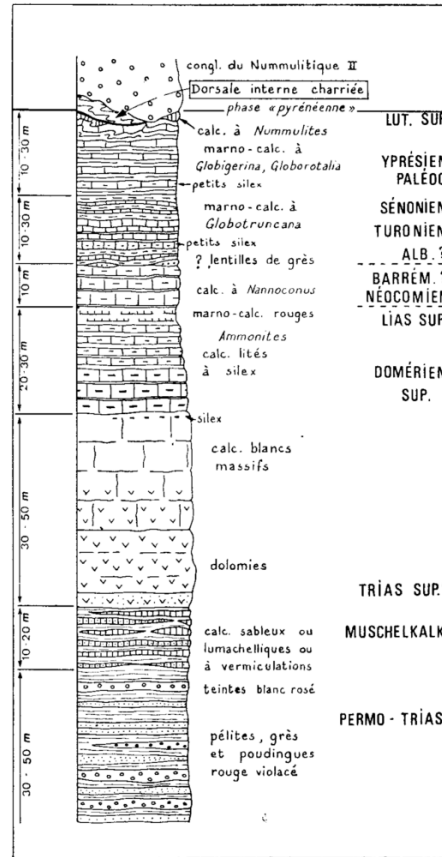


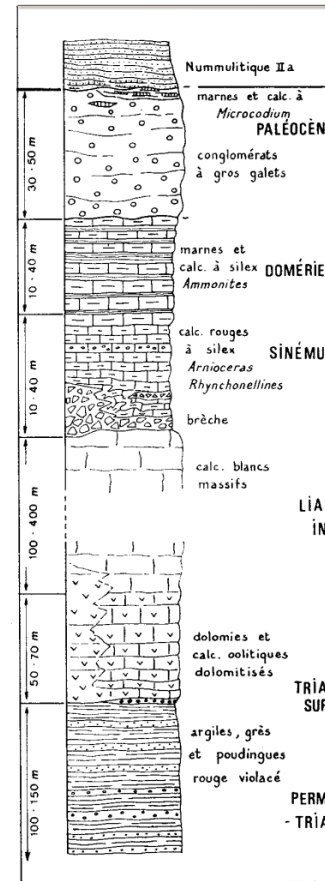
Figure II.2. Colonne stratigraphique synthétique du socle kabyle et de sa couverture paléozoïque dans le centre de la chaîne numidique (Raoult, 1974).



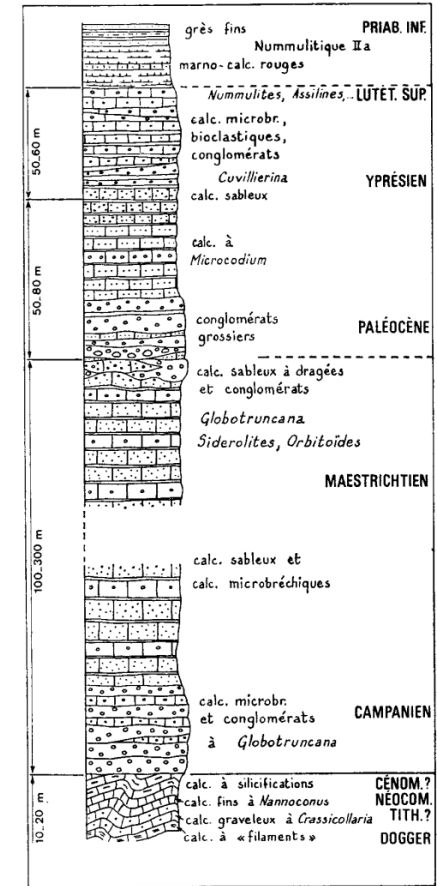
Dorsale interne
(série du Sebargoud)



Dorsale médiane
(série du Bou Aded)



Dorsale externe
(série du Rhedir)



Dorsale externe
(série du Tengout)

Figure II.3. Colonnes stratigraphiques synthétiques des différents termes de la Dorsale kabyle (Raoult, 1974).

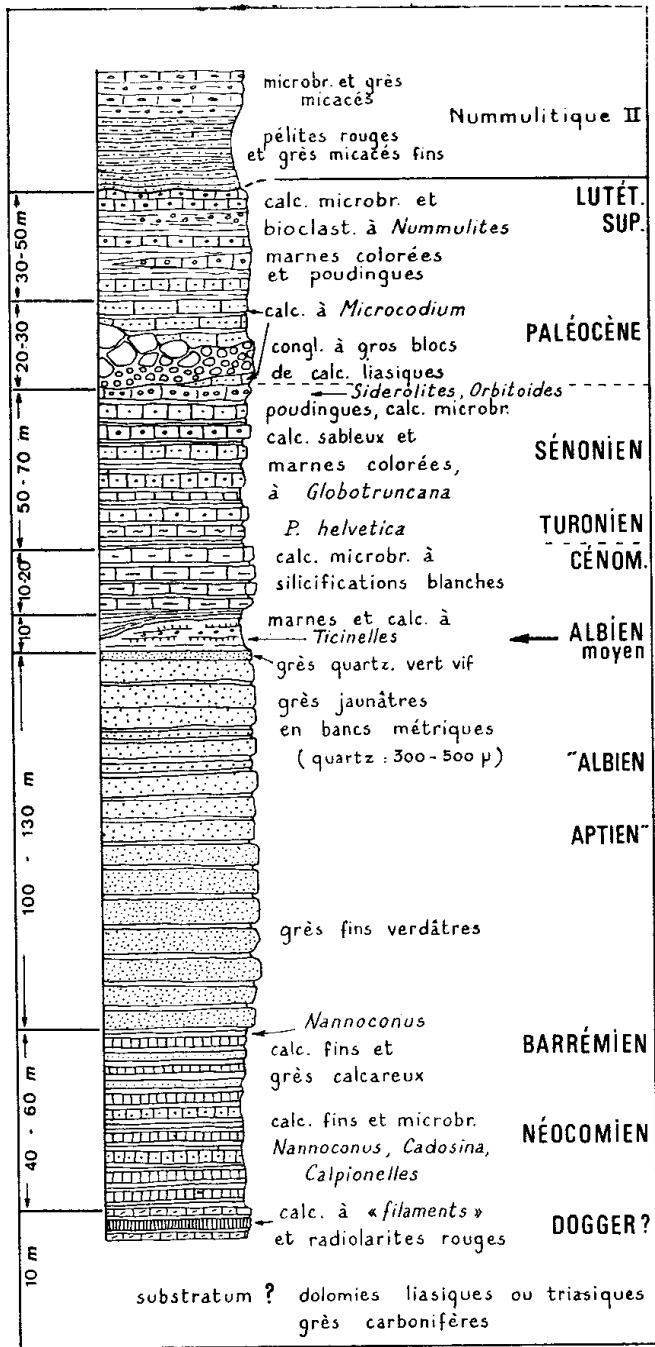


Figure II.4. Colonne stratigraphique synthétique du flysch maurétanien (Raoult, 1974)

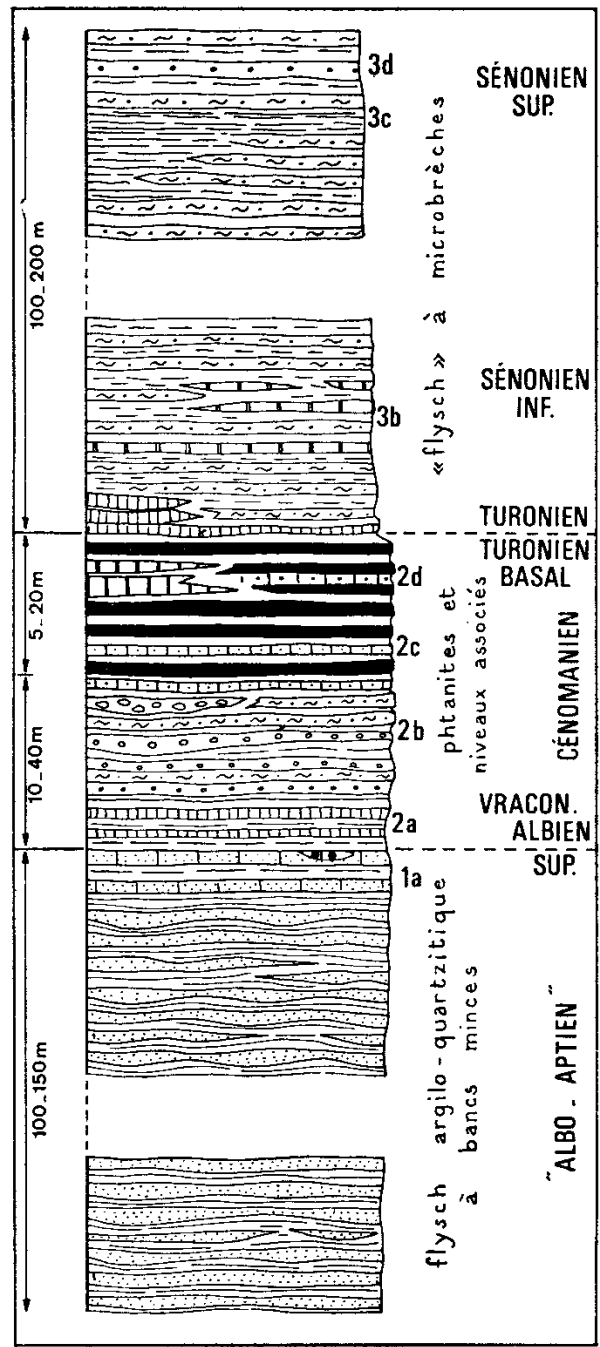


Figure II.5. Colonne stratigraphique synthétique du flysch massylien à phanites (Raoult, 1974)

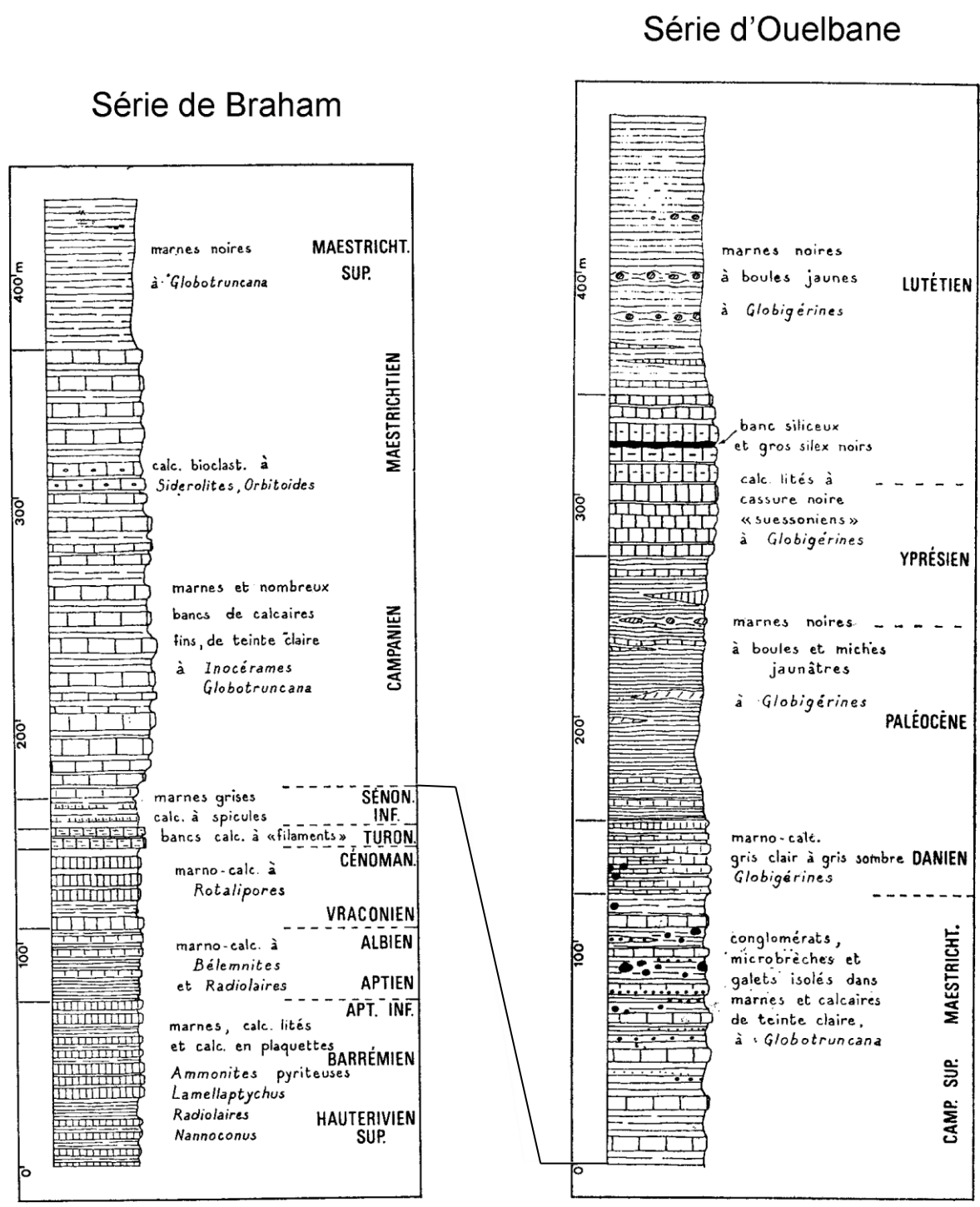


Figure II.6. Colonnes stratigraphiques synthétiques des séries de Braham et d'Ouelbane, respectivement unité ultra-tellienne supérieure et inférieure du Kef Sidi Driss (Raoult, 1974).

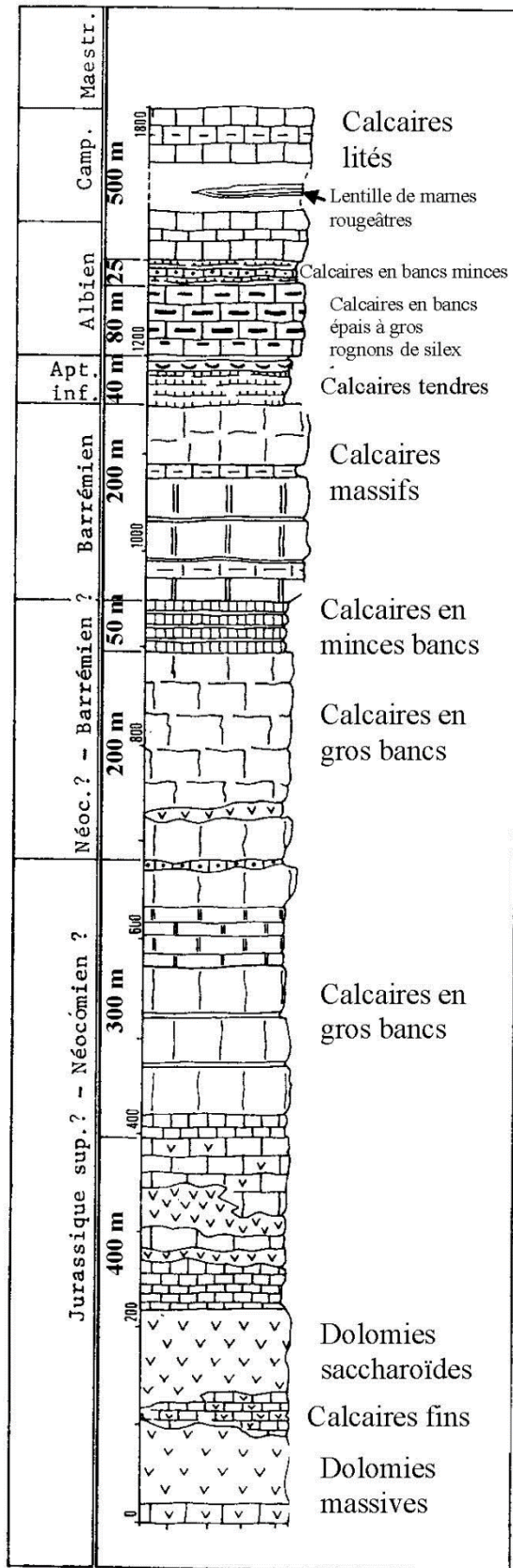


Figure II.7. Colonne stratigraphique synthétique du Kef Hahouner (nappe néritique du Constantinois) (Raoult, 1974).

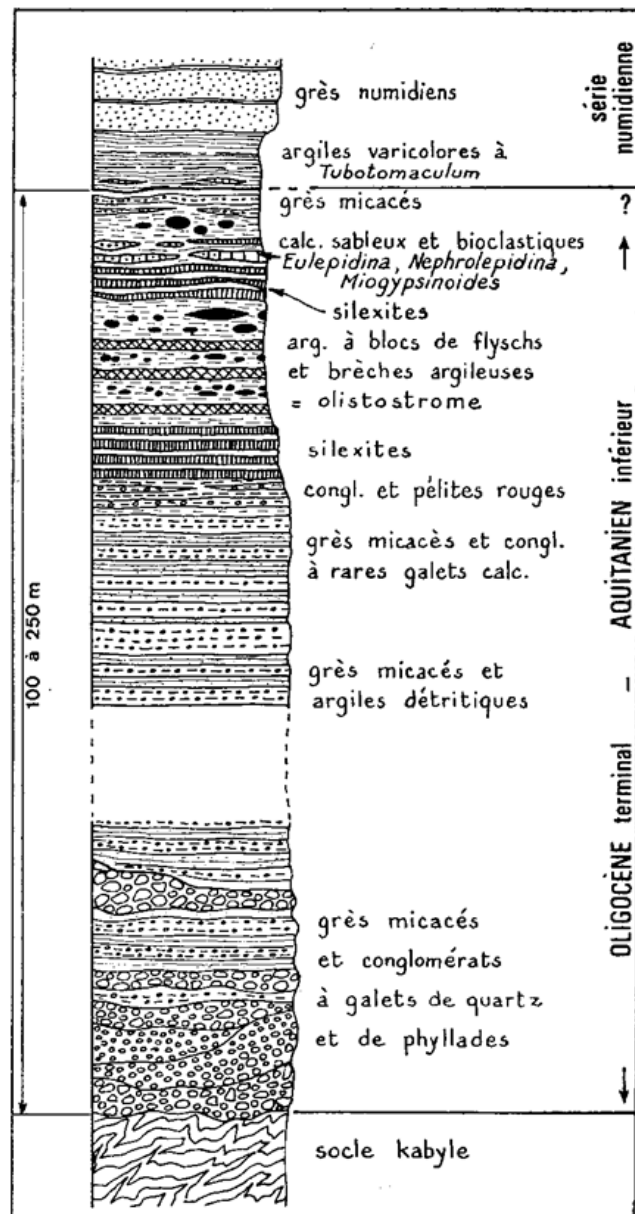


Figure II.8. Colonne stratigraphique synthétique de l'Oligo-Miocène Kabyle (Raoult, 1974).

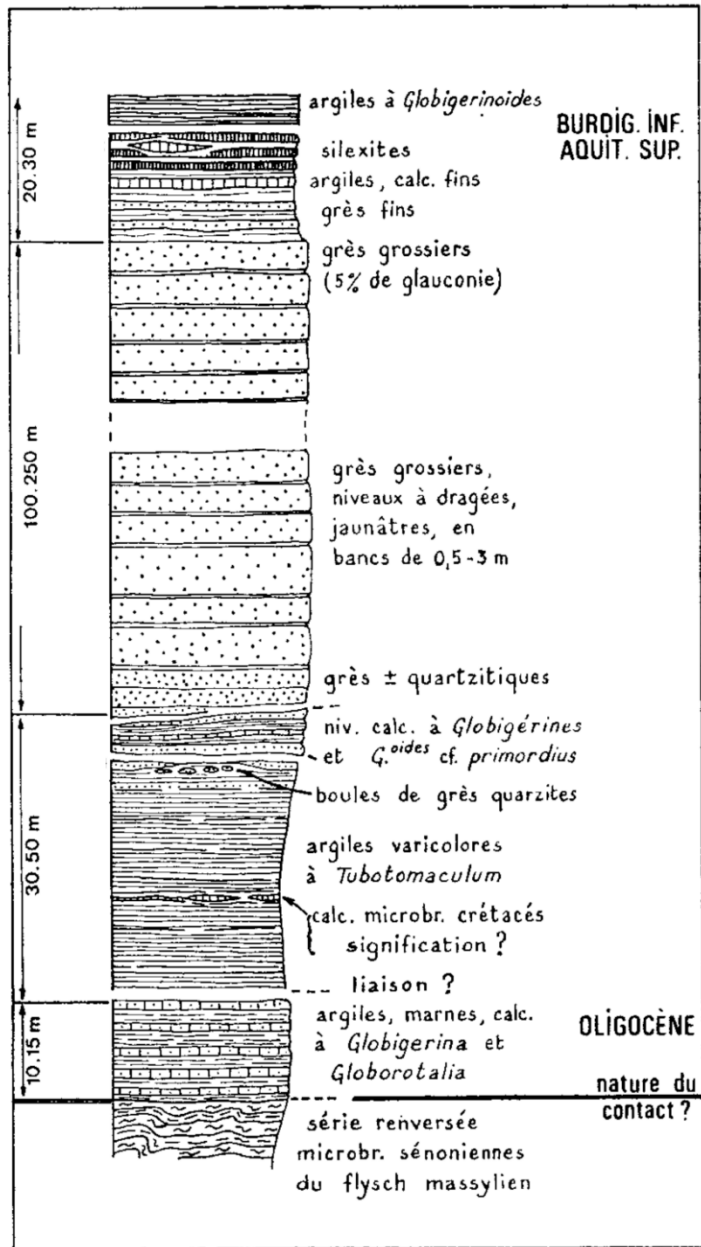


Figure II.9. Colonne stratigraphique synthétique de la nappe numidienne (Raoult, 1974).

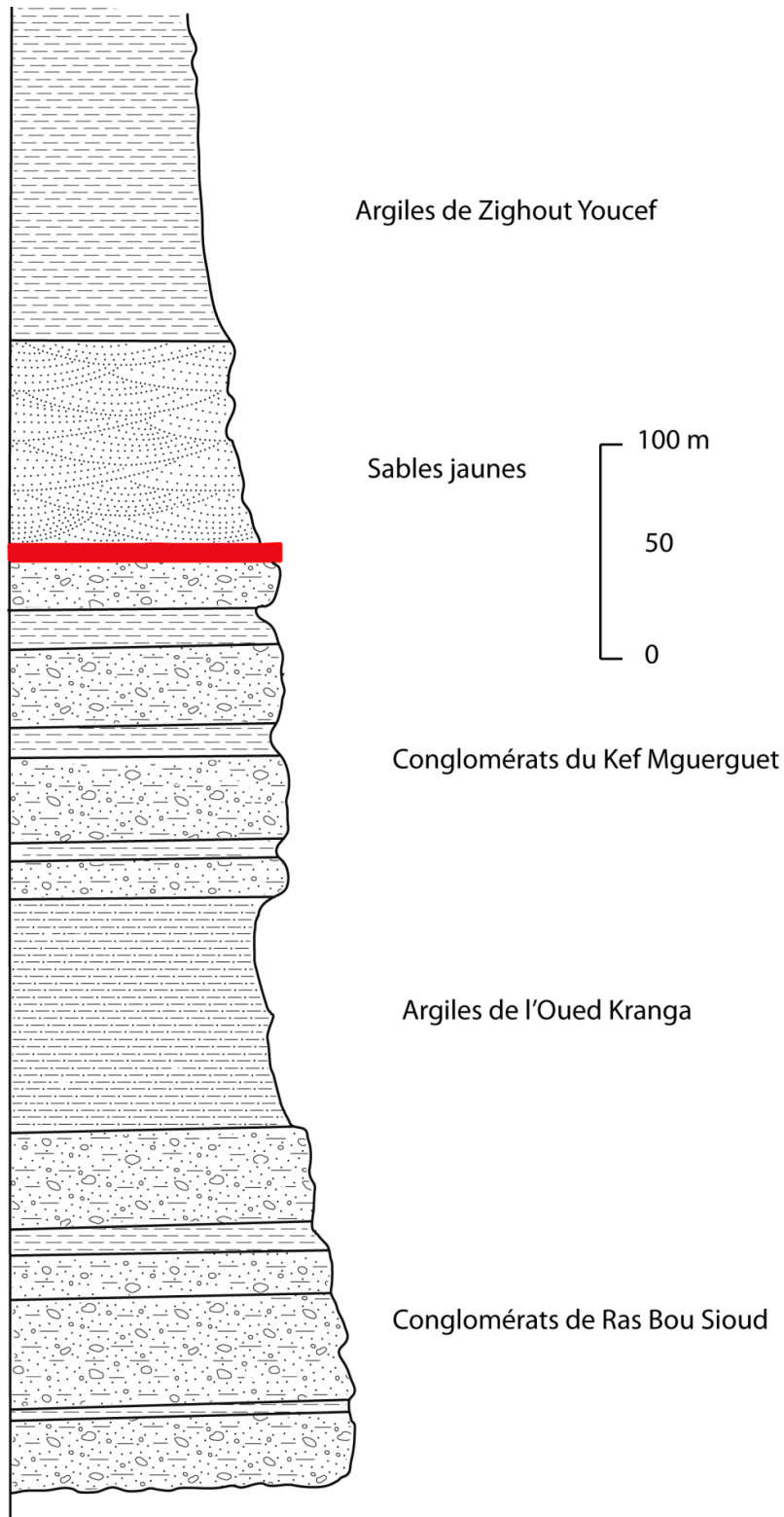


Figure II.10. Colonne lithologique synthétique du Miocène continental (Vallésio-Turolien) du Bassin de Constantine au Sud-Ouest du Kef Hahouner (Coiffait, 1992). En rouge : roches ultrapotassique du Kef Hahouner.

II.1.4. Structure et évolution géodynamique du secteur d'Etude

Une coupe géologique N-S sur la transversale du Kef Hahouner et passant par les roches volcaniques étudiées dans ce travail (fig. II.11) montre l'agencement complexe des nappes et domaines citées précédemment et qui implique un déplacement latéral de grande envergure. Cette mise en mouvement est le résultat des effets cumulés de plusieurs phases tectoniques, d'importance et de style variés (plis, écaillés, cisaillements, glissements gravitationnels, décrochements, failles) (Raoult, 1974).

Les principales phases tectoniques mises en évidence sur la transversale du Kef Hahouner sont les suivantes (Raoult, 1974 ; Bouillin, 1977) :

- **La phase compressive de l'Éocène supérieur (phase fini-lutétienne)**, qui a plissé et renversé les séries maurétaniennes, charrié les unités de la dorsale interne et médiane sur la dorsale externe et les séries maurétaniennes, et collé les différentes unités de la chaîne des Maghrébides (socle/maurétanien/massylien/tellien).

- **Phase fini-oligocène et burdigalienne** : durant cette phase, les déformations précédentes s'accroissent. Dans certains secteurs, les nappes de flysch et les unités telliennes glissent vers le nord. Au Burdigalien, le socle kabyle progresse vers le sud, provoquant le glissement d'écaillés du Numidien vers le sud et vers le nord. Enfin, le môle néritique du Constantinois est charrié vers le sud durant cet épisode.

- **Les phases post-nappes** : elles ont été enregistrées dans les sédiments du Miocène continental du bassin de Constantine, qui ont été plissés et chevauchés vers le sud par la dorsale kabyle, le Numidien et les formations telliennes. Diverses failles se sont développées après le Miocène supérieur ; il s'agit de failles normales, inverses et parfois décrochantes qui découpent la totalité des nappes. L'un des accidents les plus importants de cette phase est celui du Kef Hahouner-Djebel Debbagh objet de notre étude.

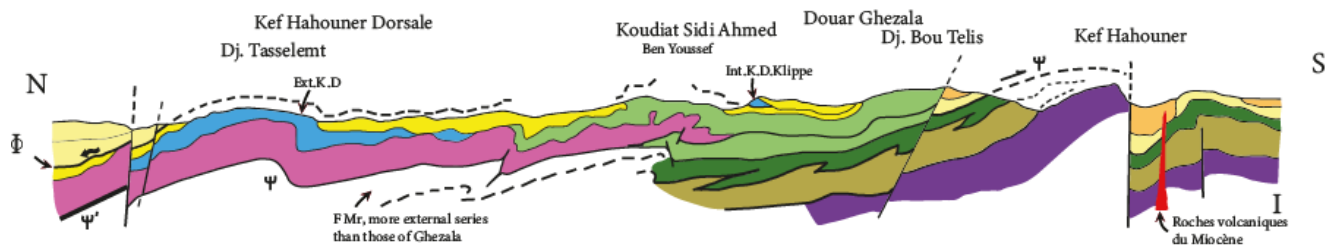
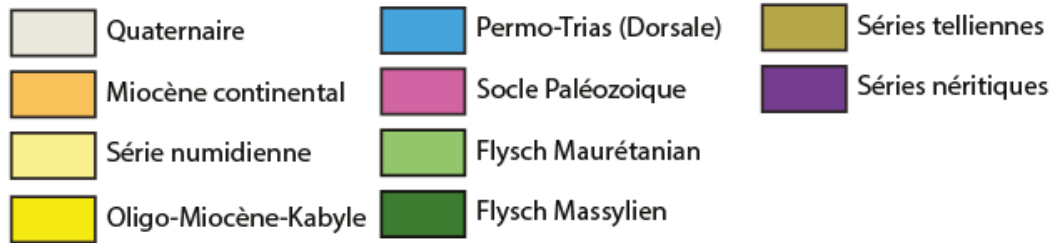
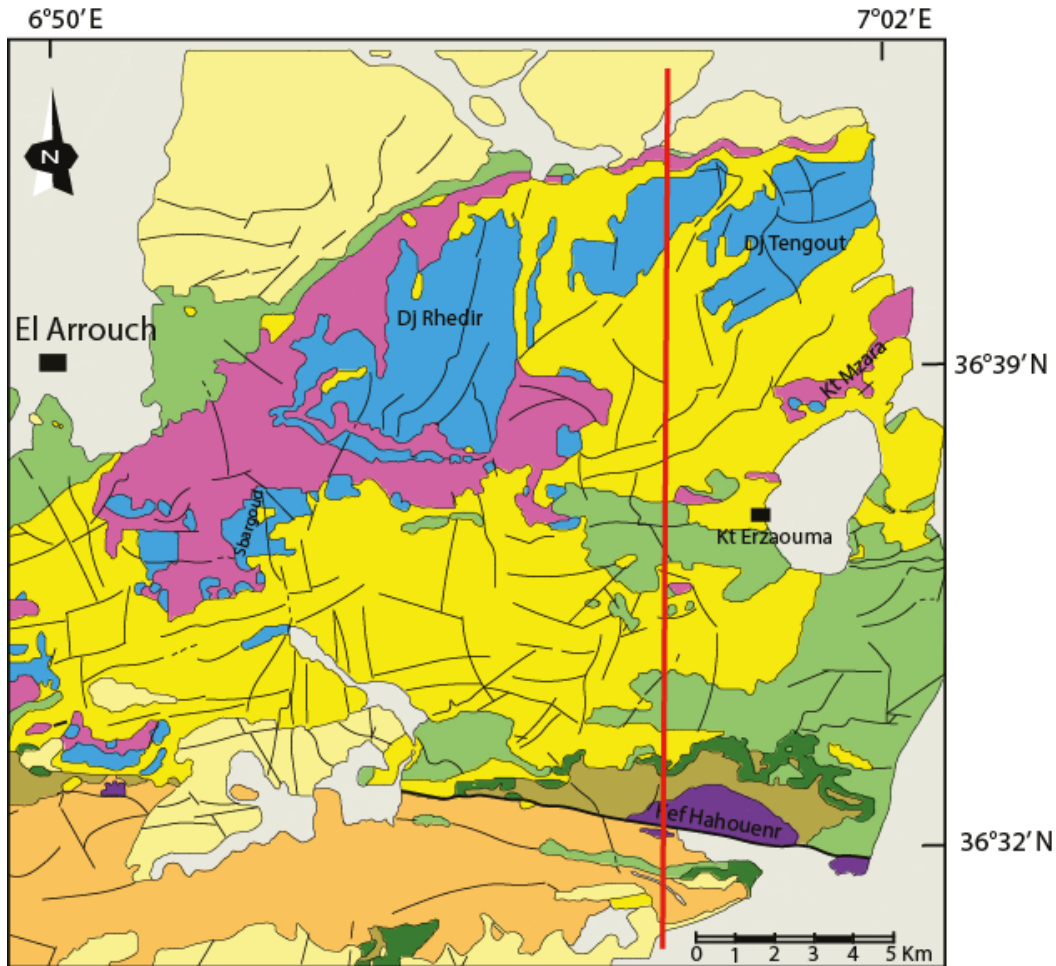


Figure II.11. Carte géologique des environs du Kef Hahouner (Raoult, 1974) et coupe géologique sur la transversale du Kef Hahouner (Raoult, 1975)

II.2. Aperçu général sur le magmatisme cénozoïque dans le nord-est de l'Algérie

Dans la chaîne des maghrébides d'Afrique du Nord, des roches magmatiques, dont l'âge s'étale du Miocène au Quaternaire, sont dispersées le long des côtes méditerranéennes, sur une distance d'environ 1 200 km d'est en ouest (de l'île de La Galite, en Tunisie, à Ras Tarf, au Maroc) et d'environ 50 km de large (voir la figure II.1) (Maury et al., 2000). Ce magmatisme appartient à la grande province magmatique du centre-ouest de la Méditerranée (Duggen et al., 2005 ; Lustrino et al., 2011). Le long de la côte Est algérienne, l'activité magmatique du Miocène (du Langhien au Tortonien) s'est manifestée par la mise en place de granitoïdes calco-alcalins riches en potassium (granites, diorites, microgranodiorites), de roches volcaniques et de coulées de lave (andésites, dacites, rhyolites), aujourd'hui exposées d'ouest en est dans les régions de Béjaïa-Amizour, El Aouana, Cap Bougaroun-Béni Touffout, Filfila et dans le massif du Cap de Fer-Edough (voir la figure II.1) (Ahmed-Said et al., 1993 ; Fourcade et al., 2001 ; Laouar et al., 2005 ; Abbassene et al., , 2016, 2019 ; Laouar et al., 2018 ; Hamlaoui et al., 2020 ; Chazot et al., 2017). Ce magmatisme post-collisionnel recoupe à la fois les zones internes et externes des Maghrébides ainsi que les dépôts miocènes post-nappe. Il exhibe des signature géochimiques « liées à une subduction », attribuées à la fusion partielle d'un manteau lithosphérique subcontinental, suivie d'un mélange avec des magmas de la croûte africaine lors de la remontée vers surface (Maury et al., 2000 ; Chazot et al., 2017) (Fig. II.14).

Des données géochronologiques récentes indiquent que l'activité magmatique principale dans le nord-est de l'Algérie s'est produite entre 17 et 11 millions d'années, avec un pic à 17 millions d'années pour les granitoïdes du Cap Bougaroun-Beni Touffout, puis une activité sporadique et de faible volume entre 15 et 11 millions d'années (Abbassene et al., 2019 ; 2025). Dans le massif du Cap de Fer-Edough, Abassene et al. (2019) ont identifié trois phases d'activité magmatique successives, survenues respectivement à 16,5, 15 et 13 Ma, avec un pic d'activité à 15 Ma (Fig. II.12 et II.13).

Le processus géodynamique le plus communément admis pour expliquer l'activité magmatique du Miocène dans le nord-est de l'Algérie fait intervenir la rupture de la lithosphère océanique de la Téthys, après la collision du bloc de la Petite Kabylie avec l'Afrique, à la fin du Burdigalien (Maury et al., 2000 ; Abbassene et al., 2016 ; Chazot et al., 2017) (Fig. II.14). À l'échelle de la

chaîne des Maghrébides, le magmatisme de type subduction s'étend de l'est de l'Algérie vers l'est (Tunisie) et vers l'ouest (ouest de l'Algérie et Maroc). Il se caractérise par une diminution de l'âge, suivie d'un changement de composition et de type vers des basaltes transitionnels dans l'Oranie (ouest de l'Algérie) entre 10 et 7 millions d'années, puis dans le Rif oriental (Maroc) entre 8,0 et 4,9 millions d'années, où des associations shoshonitiques (absarokites, shoshonites, latites et trachytes) ont été identifiées dans les bassins post-nappes des districts volcaniques de Gourougou et Guilliz (Fig. II.1) (Hernandez, 1986 ; El Bakkali et al., 1998 ; Gill et al., 2004 ; Duggen et al., 2005). Ceci a été suivi par un magmatisme alcalin intraplaque (principalement des basaltes et des basanites alcalins) dans l'ouest de l'Algérie et au Maroc, entre le Miocène supérieur (il y a 6 millions d'années) et le Pléistocène (il y a 2,58 millions d'années) (El Bakkali et al., 1998 ; Maury et al., 2000 ; Coulon et al., 2002 ; Duggen et al., 2005 ; Decrée et al., 2014 ; El Azzouzi et al., 2014). Ce magmatisme est interprété comme provenant du manteau sublithosphérique, contaminé par des matériaux de panache, après la délamination de la marge continentale, en réponse à la subduction de la lithosphère océanique (Duggen et al., 2005).

Le magmatisme transitionnel se caractérise par une diminution progressive de l'influence de la composante de type subduction (orogénique) et une augmentation de la composante de type intraplaque au fil du temps (Duggen et al., 2005).

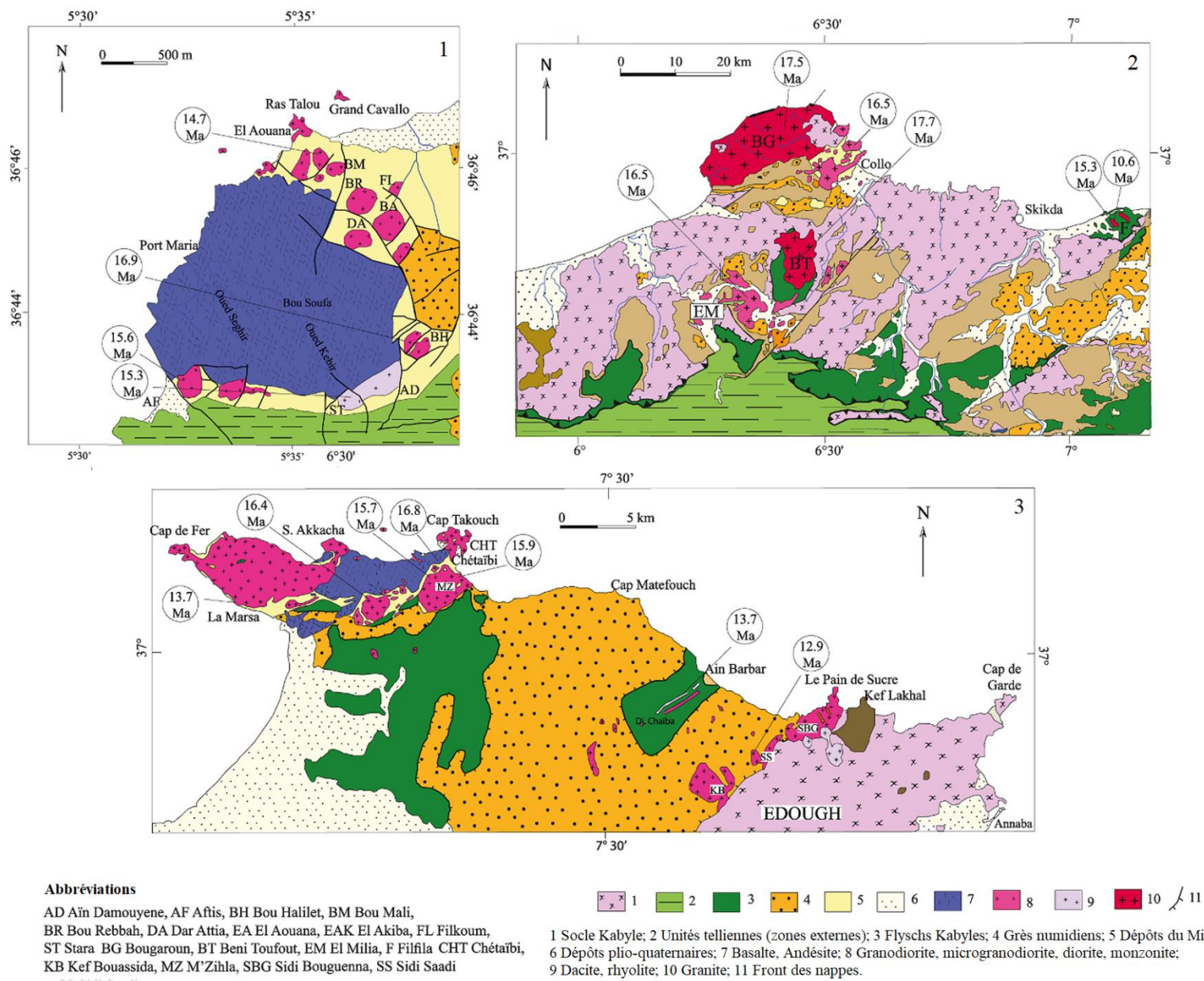


Figure II.12. Cartes géologiques des zones du Nord-Est algérien affectées par le magmatisme Miocène. Les âges K-Ar des roches magmatiques sont donnés. 1 El Aouana (Jijel) – 2 Kabylie de Collo – 3 Cap de Fer-Edough (Abbassene et al., 2025)

9 Ma			
<u>KEF HAHOUNER</u>			
	Andesite [RA 4006]*	9.49 ± 0.50 Ma	
	K trachyte [RA 5045]*	11.12 ± 0.51 Ma	
	<u>FILFILA</u>		<u>QUEST EDOUGH</u>
	Dike [F4]	10.57 ± 0.32 Ma	Migrogranodiorite [S1]α
	<u>CAP BOUGAROUN</u>		<u>AIN BARBAR</u>
	Dike [CB 5]‡	10.86 ± 0.26 Ma	Rhyolite [A69]α
	Dike [CL 77]‡	10.90 ± 0.88 Ma	Migrogranodiorite [CF 74]α
Peripheral intrusions			<u>LA MARSA</u>
Quartzic microdiorite [C9-11]*	14.76 ± 0.70 Ma	Migrogranodiorite [CB 13]‡	13.70 ± 0.35 Ma

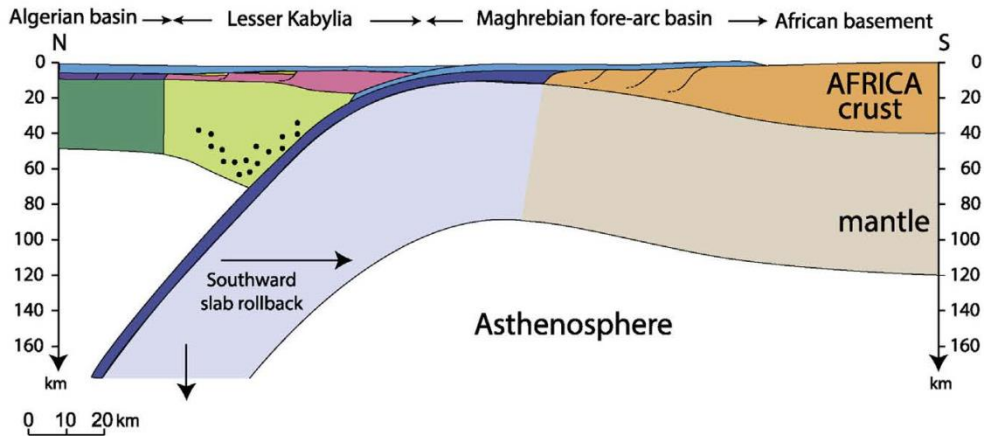
15 Ma			
	<u>FILFILA</u>		<u>AIN BARBAR</u>
	Granite§	15.3 Ma	Rhyolite ^b
			15.9 ± 0.40 Ma
	<u>EL MILIA</u>		<u>CHETAIBI</u>
	Microgranodiorite [AK2443]*	16.48 ± 0.80 Ma	Diorite [CHT 16]α
	<u>CAP BOUGAROUN</u>		Fontaine Romaine quarry microgranodiorite [73-5]*
	Granodiorite [CB 32]‡	17.43 ± 0.53 Ma	15.44 ± 0.38 Ma
	Rhyolite [SA1]	16.45 ± 0.42 Ma	15.98 ± 0.80 Ma
	Microgranodiorite [L12]	17.54 ± 0.60 Ma	<u>DJEBEL M'ZIHLA</u>
	<u>BENI TOUFOUT</u>		Microgranodiorite [CHT 9]α
	Microgranodiorite [AK2389]	16.39 ± 0.56 Ma	15.73 ± 0.39 Ma
	Granite [BT001]μ biotite	17.50 ± 0.20 Ma	Microgranodiorite [DAIF4]
	Granodiorite [AK749] feldspar	17.65 ± 0.64 Ma	16.70 ± 0.44 Ma
			<u>WEST CHETAIBI</u>
			Andesitic sill [SM10]α
			Andesitic breccia [CHT 17]α
			16.41 ± 0.39 Ma
			16.84 ± 0.58 Ma

17 Ma			
	<u>CAP BOUGAROUN</u>		
	Gabbro [CB 3]‡	23.3 ± 3.2 Ma	

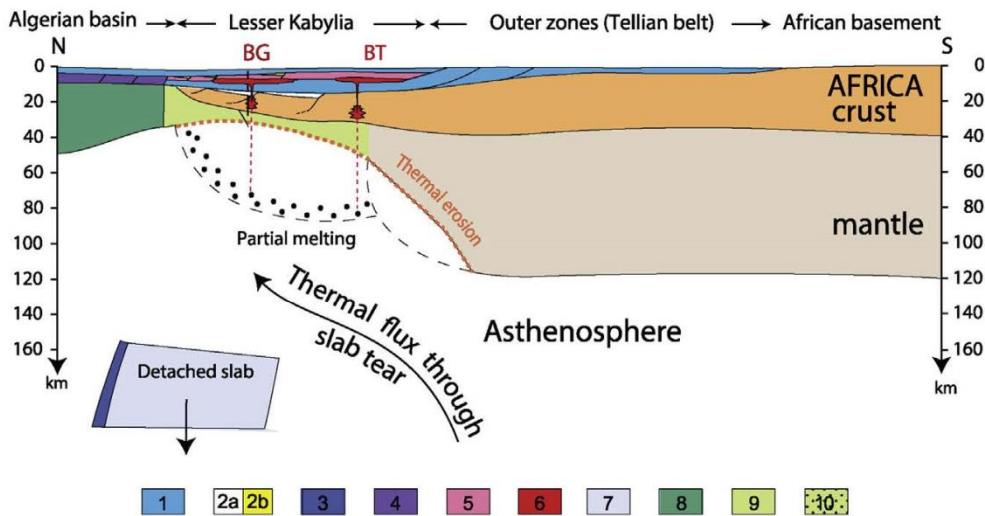
*Bellon, (1976)
age corrected for decay constants
‡Abbassene et al., (2016)
§Bellon, (1981)
^bMarignac et Zimmerman, (1983)
μ Mitchell et al., (1988)
α Abbassene et al., (2019)

Figure II.13. Synthèse des âges K-Ar obtenus sur les roches magmatiques miocènes du Nord-Est de l'Algérie (Abbassene et al., 2025)

A. Aquitanian - Burdigalian (pre-collisional stage): Tethys subduction and slab rollback



B. 17-11 Ma (post-collisional stage): Partial melting following delamination and slab breakoff



- 1: Sediments (undifferentiated); 2: Synrift sediments (2a: Mesozoic; 2b: Oligo-Miocene); 3: Tethyan oceanic crust;
 4: Back-arc oceanic crust (Algerian basin); 5: Kabylia continental crust; 6: Miocene magmatic bodies (BG Bougaroun, BT Beni Toufout);
 7: Tethyan suboceanic lithospheric mantle; 8: Back-arc lithospheric mantle (Algerian basin); 9: Kabylia lithospheric mantle;
 10: Subduction-metasomatized Kabylia lithospheric mantle.

Figure II.14. Modèle géodynamique expliquant la genèse du magmatisme miocène du Nord-Est de l'Algérie et les réservoirs lithosphériques impliqués dans la genèse des magmas ainsi que leurs sources mantelliques/crustales (Chazot et al., 2017)

II.3. Contexte géologique du volcanisme du Kef Hahouner

Le massif volcanique du Kef Hahouner est situé à environ 40 km à l'est-nord-est de la ville de Constantine, près du village de Guenzoua, dans la wilaya de Skikda. D'un point de vue géologique, cette région se situe à la limite entre les zones interne et externe de la ceinture maghrébine du nord-est de l'Algérie. Elle est marquée par le grand accident du Kef Hahouner-Djebel Debbagh décrit précédemment. Le massif volcanique s'est mis en place le long de cet accident.

Les principales unités géologiques exposées autour du massif volcanique du Kef Hahouner comprennent des écaillés de flyschs mauritanien, massylien et numidien, des sédiments continentaux rougeâtres du Miocène du bassin de Constantine dans lesquels les roches volcaniques sont interstratifiées, ainsi que la masse imposante des calcaires néritiques du Kef Hahouner, qui affleure sous forme de fenêtre tectonique sous les nappes « ultra-telliennes » (voir les figures II.15 et II.16).

Le remplissage sédimentaire du bassin de Constantine se compose de trois formations (Raoult, 1974 ; Coiffait, 1992) (Fig. II.10) :

(i) La formation inférieure, d'une épaisseur de 300 mètres, est constituée de deux assises composées de conglomérats grossiers de couleur rouge vif, mal stratifiés (conglomérats de Ras Bou Sioud et de Kef Mguerguet, respectivement situés en bas et en haut), séparées par des argiles sableuses de couleur brun rougeâtre (argiles d'Oued Kranga). Les fragments conglomératiques sont composés de grès numidiens, de calcaires « ultra-telliens », de microbrèches de flyschs massyliens et de calcaires néritiques crétacés du Kef Hahouner.

(ii) La formation intermédiaire (jusqu'à 100 mètres d'épaisseur) est constituée de grès jaunâtres avec des intercalations d'argiles gris-vert (formation des Sables Jaunes).

(iii) La formation supérieure (argiles de Zighoud Youcef) est constituée de pélites gris foncé riches en gypse, avec des intercalations de lignite. Sur la base de datations de micromammifère, Coiffait (1992) a attribué un âge Vallésien (entre 11,5 et 9,0 millions d'années) aux formations inférieure et moyenne, et un âge Turolien précoce à moyen (entre 9,0 et 5,5 millions d'années) à la formation supérieure.

Le Kef Hahouner est un petit centre volcanique monogénique composé de quelques dykes, de coulées de lave et d'intrusions, d'une extension maximale d'environ 1,3 km et d'une épaisseur moyenne de 100 m (Raoult et Velde, 1971). Il repose sur une formation conglomératique inférieure (conglomérats du Kef Mguerguet) et est recouvert par la formation des sables jaunes (Fig. II.10). Raoult et Velde (1971) ont distingué deux types de roches : des trachytes potassiques à olivine à la base et une andésite à olivine au sommet. Les trachytes potassiques et les andésites ont donné des âges K-Ar de $11,12 \pm 0,5$ Ma et $9,49 \pm 0,51$ Ma respectivement (Bellon et al., 1977 ; âges recalculés avec les nouvelles constantes de désintégration, Abbassene et al., 2025), ce qui correspond à l'âge Vallésien (entre 11,5 et 9 Ma) des sédiments dans lesquels ces coulées volcaniques sont interstratifiées (Coiffait, 1992).

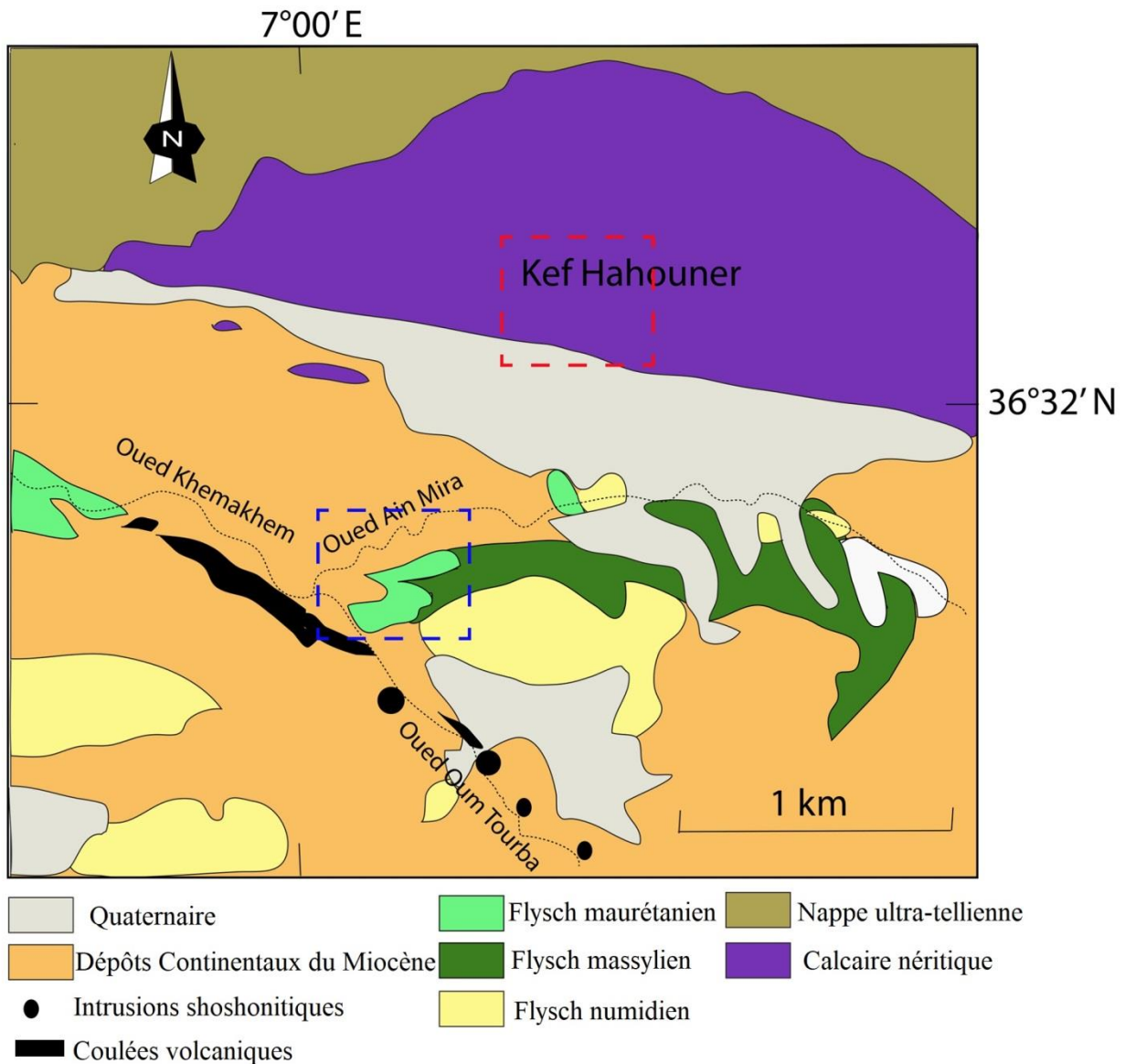


Figure II.15. Carte géologique simplifiée de la région de Kef Hahouner, compilée à partir de Raoult (1974) et de nos propres observations sur le terrain. Les carrés bleus et rouges en pointillés indiquent les points de vue situés au premier plan et à l'arrière-plan de la photo de la figure II.15.



Figure II.16. Vue panoramique depuis l'affleurement basal du massif volcanique, près du confluent des rivières de Ain Mira et Oum Tourba, en direction du nord-est, montrant les principales unités géologiques qui affleurent autour du massif volcanique du Kef Hahouner.

II.4. Observations de terrain

Le massif volcanique du Kef Hahouner affleure de manière discontinue. Des coulées au sein de sédiments continentaux du Miocène (Raoult et Velde, 1971) sont observées à la confluence des fleuves Ain Mira et Oum Tourba. Ce centre volcanique a produit quelques coulées de lave ainsi qu'une série de corps subvolcaniques orientés nord-ouest-sud-est, qui affleurent de part et d'autre de la rivière Oum Tourba (voir la figure II.15).

En allant du Sud-Est vers le Nord-Ouest, le premier affleurement de roches volcaniques du Kef Hahouner s'observe vers $36^{\circ}31'09,2''\text{N}-7^{\circ}00'38,8''\text{E}$. A cet endroit, les grès jaune du Miocène sont redressés à la vertical par une intrusion sub-volcanique qui affleure très mal. Le premier affleurement d'intrusions sous la forme d'un petit laccolithe est observé à $36^{\circ} 31' 20,5'' \text{ N}, 7^{\circ} 00' 27,7'' \text{ E}$, où un corps subvolcanique bien préservé, riche en xénolites et d'une épaisseur d'environ dix mètres, est exposé. À l'extrémité nord-ouest de ce corps subvolcanique, aux coordonnées $36^{\circ} 31' 20,9'' \text{ N}, 7^{\circ} 00' 26,7'' \text{ E}$, existe un affleurement rocheux de type pépérite montrant une texture en « jigsaw » bien développée contenant des blocs et des fragments de lave de taille moyenne à grande, anguleux ou subarrondis, incrustés dans des argiles sédimentaires blanchâtres (voir la figure II.17A). Cette roche pyroclastique est surmontée par une coulée de lave très vésiculaire, et dont les vésicules sont étirées et remplies de calcite. Cette coulée affleure le long du versant nord-est de la rivière Oum Tourba sur environ 150 mètres et est recoupée par plusieurs veines irrégulières de calcite, d'une épaisseur de quelques centimètres à quelques décimètres (voir fig. II.17B).

Sur le versant opposé de la rivière Oum Tourba ($36^{\circ} 31' 25,1'' \text{ N}, 7^{\circ} 00' 19,4'' \text{ E}$), affleure un autre corps subvolcanique sous forme de dôme (fig. II.17C). Par endroits, il présente des structures sphéroïdales cimentées par des produits d'altération argileux blancs. Près de la zone de contact avec les argiles sédimentaires rougeâtres du Miocène, la roche volcanique est très scoriacée et présente des veines et des amygdales de calcite de quelques centimètres d'épaisseur.

Les roches volcaniques réapparaissent sous forme de coulées de lave sur la rive gauche de l'Oum Tourba, affleurant sans interruption jusqu'au confluent de l'Ain Mira et de l'Oum Tourba. A cet endroit, on observe une coupe complète de l'empilement volcanique d'une épaisseur d'environ 100 mètres (fig. II.17D). De bas en haut, on observe (Figures II18 et II.19) :

(i) des coulées de lave sombres, massives et bien conservées (fig. II.17E), surmontées par une couche de tuf scoriacés et vésiculaires contenant des niveaux de lave volcanique rougeâtre avec des amygdales remplies de calcite secondaire ;

(ii) une couche de grès conglomératiques rouges appartenant aux dépôts continentaux du Miocène ;

(iii) une épaisse coulée d'environ cinquante mètres de roches volcaniques leucocrates massives et vésiculaires, recoupée par des veines jaunâtres de quelques centimètres d'épaisseur ;

(iv) au sommet de la section, s'observe des blocs de coulée volcanique enrobés dans des argiles sédimentaires jaunâtres (fig. II.17F), caractéristiques d'une mise en place en milieu sous-marin. Ces roches sont surmontées par les grès jaunes du bassin de Constantine contenant des intercalations de calcaires marins fossilifères.

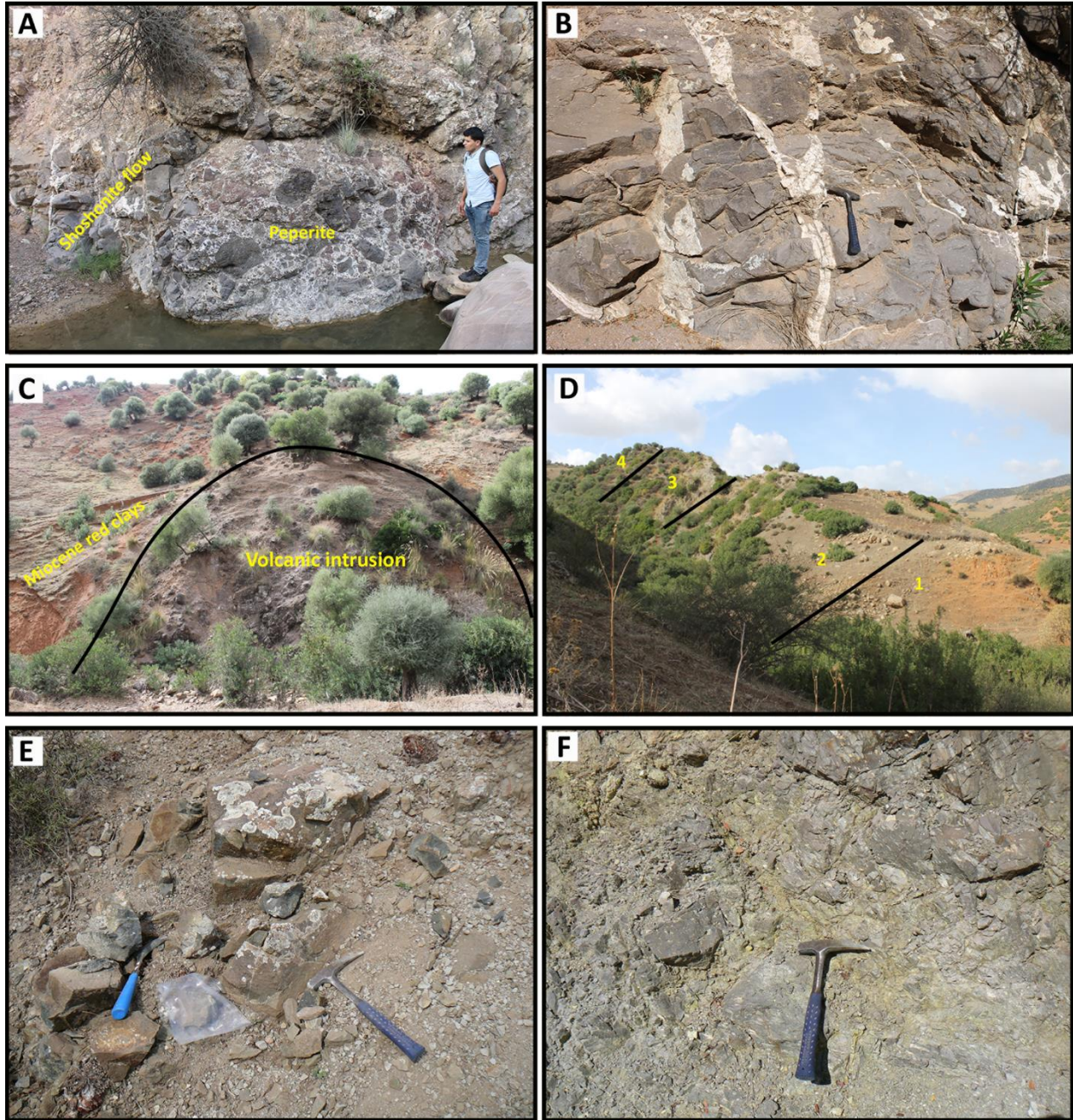


Figure II.17. Photographies des affleurements du massif volcanique du Kef Hahouner. (A) Roches de type « pépérite » au voisinage d'un petit laccolithe à $36^{\circ} 31' 20,9''$ N – $7^{\circ} 00' 26,7''$ E. (B) Coulée de roches volcaniques leucocrates recoupée par des dykes carbonatés, près de la limite entre la coulée et les roches de type « pépérite » de la figure II.16A. (C) Intrusion en forme de dôme entourée d'argiles rouges du Miocène, sur la rive gauche de l'Oum Tourba, à $36^{\circ} 31' 25,1''$ N, $7^{\circ} 00' 19,4''$ E. (D) Vue générale d'une coupe ONO-ESE contenant un empilement

volcanique complet de roches ultrapotassiques et shoshonitiques ; 1. Miocène continental (conglomérats rouges et argiles) ; 2. Empilement de coulées massives et de roches friables (roches ultrapotassiques) surmonté d'une couche de conglomérat rouge (dépôts continentaux du Miocène) ; 3- roches volcaniques leucocrates massives et vésiculaires (shoshonites) ; 4- Grès jaunâtres de la formation médiane du bassin de Constantine. (E) Roches ultrapotassiques (lamproïtiques) denses, sombres et fraîches qui affleurent à la base de la zone 2 de la figure II.16.D. (F) Roches volcaniques leucocrates (shoshonites) englobées dans des argiles jaunâtres, au sommet de l'empilement volcanique de la figure II.16.D (zone 3).

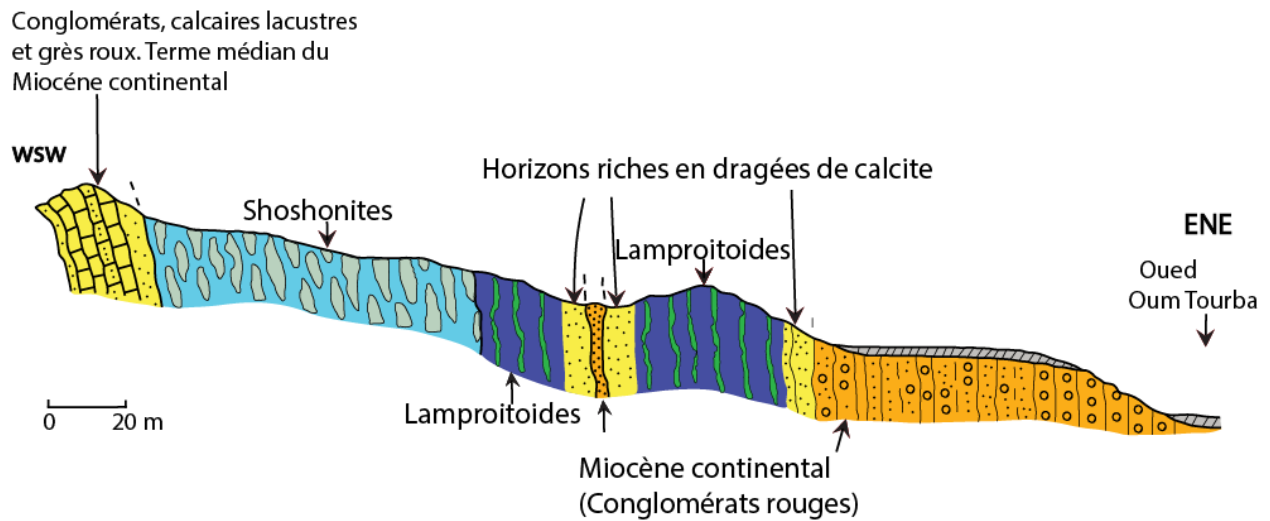


Figure II.18. Détail de la coupe ONO-ESE contenant l'empilement volcanique complet de roches ultrapotassiques et shoshonitiques.

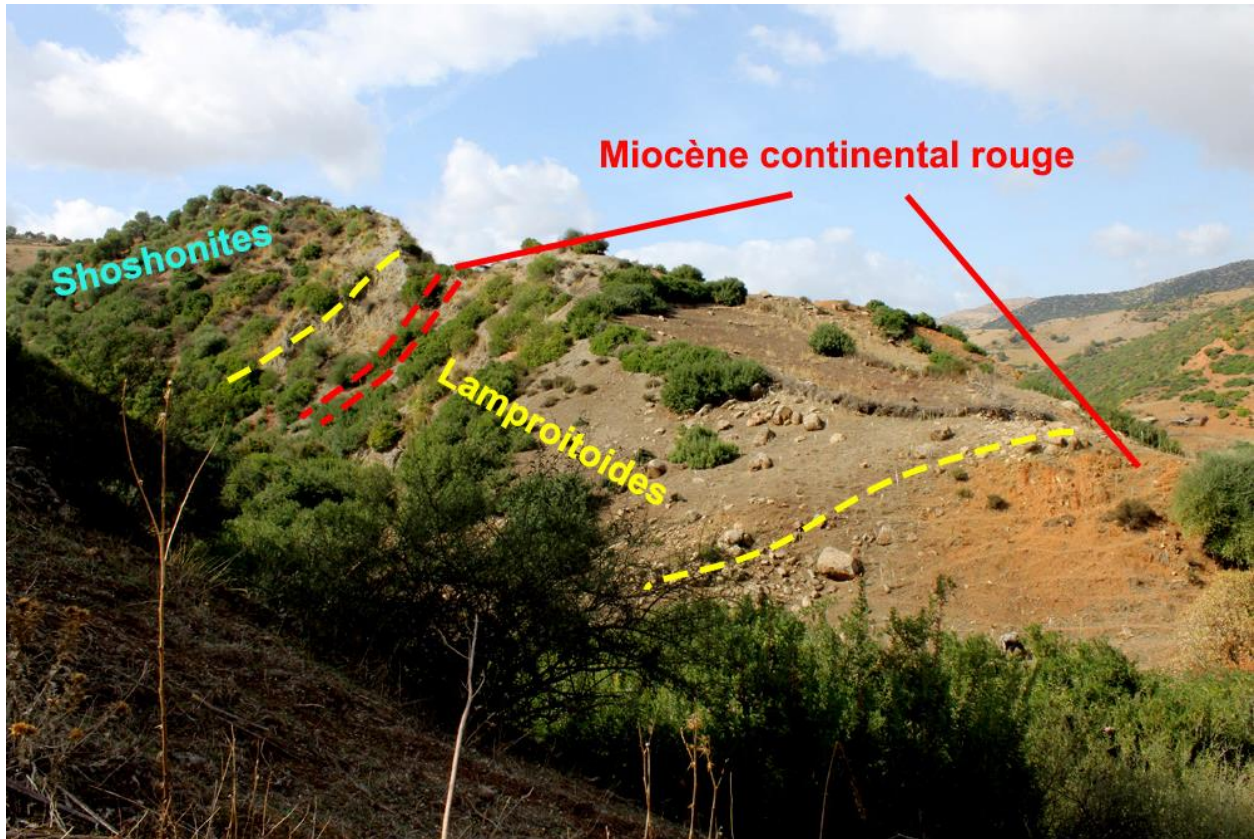
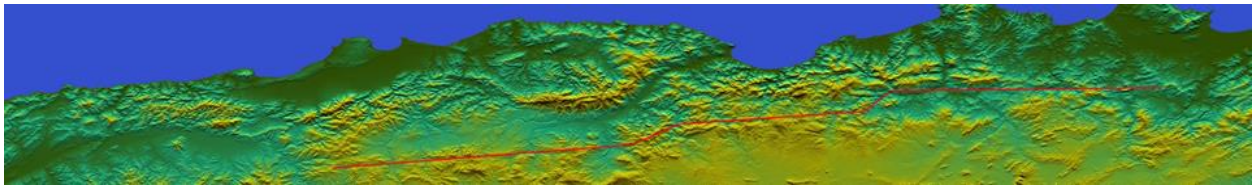


Figure II.19. Vue rapprochée de la coupe ONO-ESE contenant l'empilement volcanique complet de roches ultrapotassiques et shoshonitiques.

CHAPITRE III

Utilisation des outils de la télédétection et de la géophysique (données aéromagnétiques) pour l'étude de l'accident du Kef Hahouner-Djebel Debbagh



III.1. Introduction

Dans ce chapitre, nous utiliserons la télédétection pour étudier l'extension spatiale de l'accident du Kef Hahouner-Djebel Debbagh. Jusqu'à présent, la longueur totale de cet accident de direction est-ouest, notamment son extension vers l'ouest, est inconnue. Selon la littérature scientifique, il s'étendrait vers l'ouest au-delà du Djebel M'Cid Aicha. Vers l'est, on a vu dans le chapitre I que cet accident s'étendait jusqu'au nord de la Tunisie. Dans la deuxième partie de ce chapitre, nous utiliserons les données aéromagnétiques pour étudier l'accident du Kef Hahouner-Djebel Debbagh dans le secteur du Kef Hahouner. Cette méthode est connue pour révéler des structures profondes inconnues en surface et permettra donc de contraindre la géométrie de cet accident et de toutes les failles satellites qui l'entourent.

III.2. Utilisation de la télédétection pour l'étude de l'accident du Kef Hahouner-Djebel Debbagh

III.2.1. Méthodologie

Pour la présente étude, 3 scènes Landsat 8 OLI prises le 29 juillet, 7 août et 17 septembre 2015 ont été utilisées (Fig. III.1). Elles ont été téléchargées à partir du site : <http://earthexplorer.usgs.gov/>. Les traitements en compositions colorées et en ACP ont été réalisés avec le logiciel ENVI 4.5.

D'autre part, sept scènes MNT (modèles numériques de terrain) (ASTER GDEM 2) du Nord Est et centre de l'Algérie ont été utilisés, avec une résolution de 20 m. Elles ont été téléchargées à partir du site : <http://earthexplorer.usgs.gov/>

Le filtrage de la scène totale se fait par ombrage, la direction de l'ombrage du MNT (0°) étant transversale à la direction de la structure à analyser (dans notre cas, de direction Est-Ouest). Cette technique de lumière rasante (transversalement à l'accident) permet d'accentuer la perception des accidents et linéaments.

L'étude du MNT a été réalisée avec le logiciel Global Mapper 12

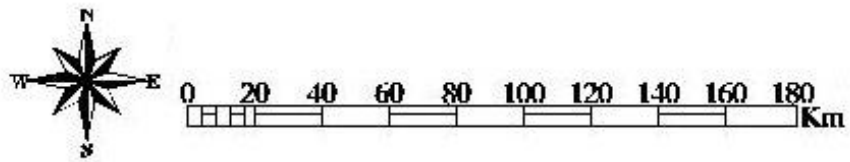


Figure III.1. Assemblage des trois scènes Landsat 8 OLI du Nord-Est algérien utilisées dans cette étude.

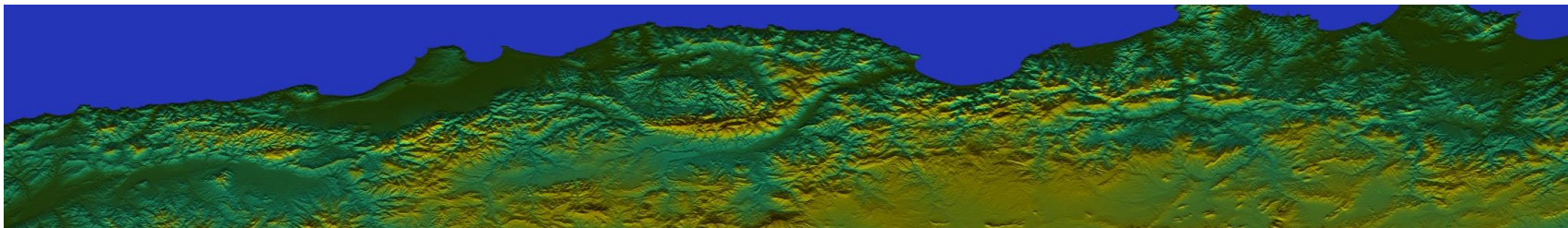


Figure III.2. Assemblage des sept scènes MNT (modèles numériques de terrain) (ASTER GDEM 2) du Nord Est et centre de l'Algérie utilisées dans cette étude.

III.2.2. Résultats du traitement des images satellites LANDSAT 8 OLI

Les images traitées en compositions colorées ou en ACP se sont révélées décevantes pour l'étude de l'extension de l'accident du Kef Hahouner-Djebel Debbagh dans l'espace. La détection de linéaments ou d'accidents tectoniques sur ces images est quasiment impossible. La couverture végétale caractéristique du nord de l'Algérie est certainement à l'origine de l'inefficacité de ces traitements sur des images satellitaires, que ce soit pour la discrimination lithologique ou la détection d'accidents tectoniques. Nous présentons ici une image de l'assemblage des trois scènes du nord-est de l'Algérie traitées en ACP (ACP1, ACP2 et ACP3) (voir la figure III.3). Il s'agit du traitement le plus efficace, car il contient souvent plus de 90 % de l'information contenue dans l'ensemble des bandes initiales de l'image satellitaire. On remarque sur cette image la monotonie de la scène, avec une prédominance de la teinte verdâtre au nord et de la teinte rouge dans le reste de l'image. Très peu d'informations peuvent être recueillies à partir de cette image, que ce soit pour la discrimination lithologique ou l'étude structurale.

III.2.3. Résultats du traitement des scènes MNT

Le traitement des scènes MNT du centre et de l'est de l'Algérie s'est révélé beaucoup plus efficace que le traitement des images satellitaires pour étudier l'extension de l'accident du Kef Hahouner – Djebel Debbagh. Ce dernier apparaît clairement sur les scènes traitées, et il est possible de suivre son extension dans l'espace sur ces scènes.

Sur l'image de l'assemblage des 7 scènes MNT du centre et Nord-Est de l'Algérie filtré (daylight shader) en lumière rasante transversalement à l'accident (0°) on peut suivre le tracé de l'accident Kef Hahouner – Djebel Debbagh (Figure III.4) vers l'Ouest jusqu'à la région de Berrouaghia. Sa longueur totale est d'au moins 450 km, depuis Bouchegouf jusqu'à Berrouaghia. Les différents segments de tracé, selon l'image de la figure III.4, sont les suivants :

Le linéament de direction Est-Ouest se suit sans interruption jusqu'à l'Ouest de Mila au niveau de Ferdjioua où il change de direction (NE-SW) sur une vingtaine de km. Il retrouve ensuite sa direction initiale (E-W) en passant au Nord de Sétif pour rejoindre la limite Nord de la chaîne des Bibans qu'il longe jusqu'à la région de Berrouaghia.

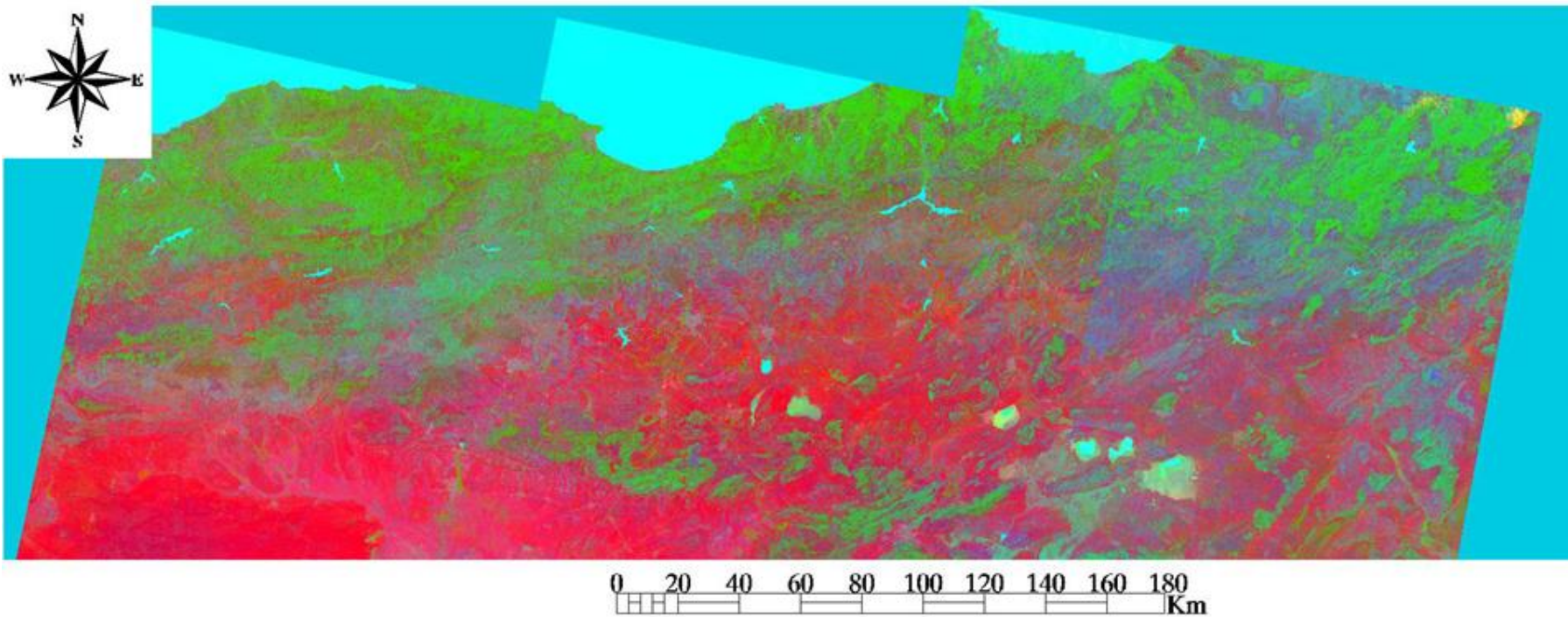


Figure III.3. Assemblage des trois scènes Landsat 8 OLI du Nord-Est algérien traité en ACP (ACP1, ACP2 et ACP3)

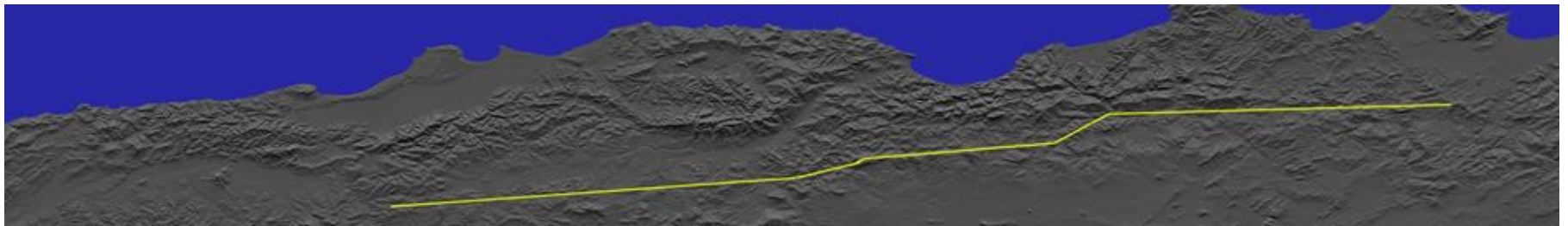
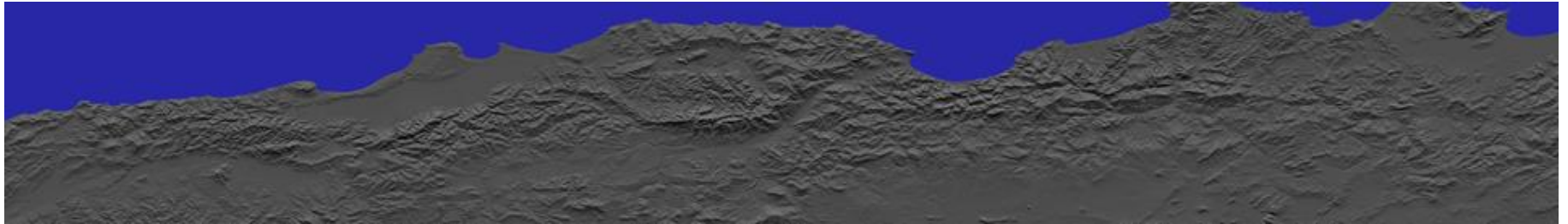


Figure III.4. Assemblage des 7 scènes MNT du centre et Nord-Est de l'Algérie filtré (daylight shader), lumière rasante transversalement à l'accident (0°). Le linéament du Kef Hahouner – Djebel Debbagh et son extension possible vers l'Ouest est représenté jaune sur la figure du bas.

Sur l'image de l'assemblage des sept scènes MNT du centre et du nord-est de l'Algérie (filtrage global shader), nous pouvons suivre le même tracé du linéament qui semble s'étendre jusqu'à la région de Berrouaghia (figure III.5). Sa longueur totale est d'au moins 450 km, de Bouchegouf à Berrouaghia.

Les figures III.6 à III.8 sont des agrandissements de cette image montrant respectivement le tracé du linéament et son changement de direction (NE-SW) dans la région de Djemila, son tracé au nord de Sétif et celui qui longe la limite nord de la chaîne des Bibans jusqu'à la région de Berrouaghia.

Il semblerait donc que l'extension de l'accident du Kef Hahouner-Djebel Debbagh soit beaucoup plus importante qu'on ne le pensait jusqu'à présent. Sa longueur totale, depuis la région de Thibar, en Tunisie, jusqu'à Berrouaghia, dans le centre de l'Algérie, atteindrait 600 km. Il s'agirait de l'un des plus grands accidents tectoniques au monde.

III.2.4. Discussion du résultat obtenu

Le résultat obtenu sur les scènes MNT concernant l'extension dans l'espace de l'accident du Kef Hahouner – Djebel Debbagh, notamment dans sa partie Ouest, semble spectaculaire. Le tracé de cet accident sur les scènes MNT a presque triplé la longueur totale de cet accident. Quel crédit peut-on donner à ce résultat dans le cadre de la géologie du Nord-Est et du centre de l'Algérie. Les arguments géologiques que nous allons présenter dans ce qui suit semblent conforter le résultat obtenu.

- 1- D'après la carte de positionnement des affleurements du Mio-Pliocène continental du nord-est de l'Algérie (Vila, 1980) (voir la figure III.9), l'accident du Kef Hahouner-Djebel Debbagh semble constituer la limite nord des bassins mio-pliocènes du nord-est de l'Algérie et contrôler leur mise en place. Sur la figure III.9, on peut clairement voir que le tracé du linéament coïncide exactement avec la limite nord de ces bassins. Le changement de direction de ce linéament dans la région de Djemila, puis son orientation à nouveau selon la direction est-ouest au nord de Sétif, coïncide exactement avec la limite des bassins. Ainsi, de l'est vers l'ouest, cet accident constitue la limite des bassins mio-pliocènes de Guelma-Hammam Meskoutine, de Constantine, de Béni-Foda et du Haut Bou Sellam.

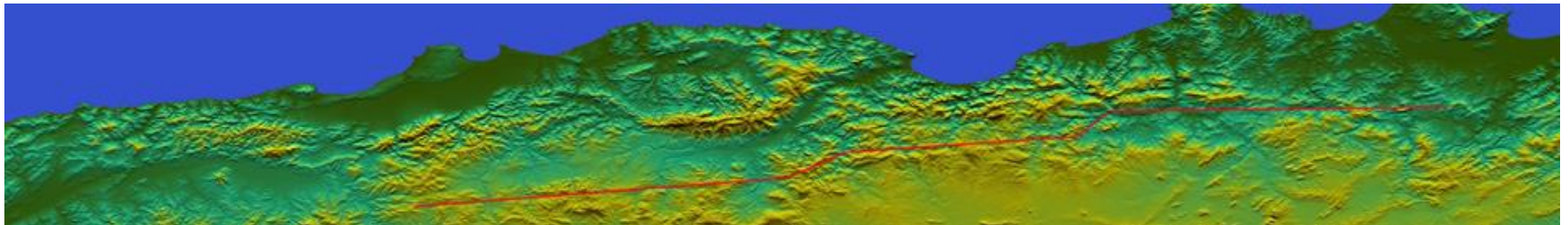
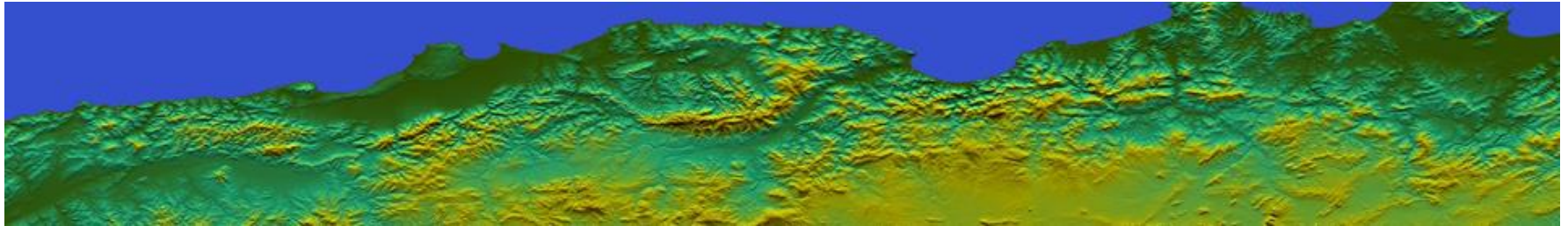


Figure III.5. Assemblage des 7 scènes MNT du centre et Nord-Est de l'Algérie filtré (global shader). Le linéament du Kef Hahouner – Djebel Debbagh et son extension possible vers l'Ouest est représenté rouge sur la figure du bas.

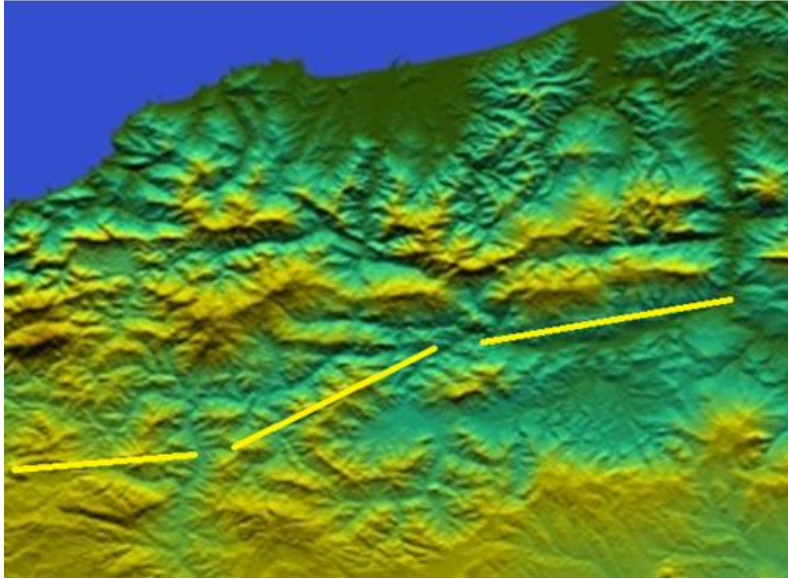


Figure III.6. Zoom sur l'image de l'assemblage des 7 scènes MNT du centre et Nord-Est de l'Algérie filtré (global shader) montrant le changement de direction du tracé du linéament entre Ferdjioua et Djemila

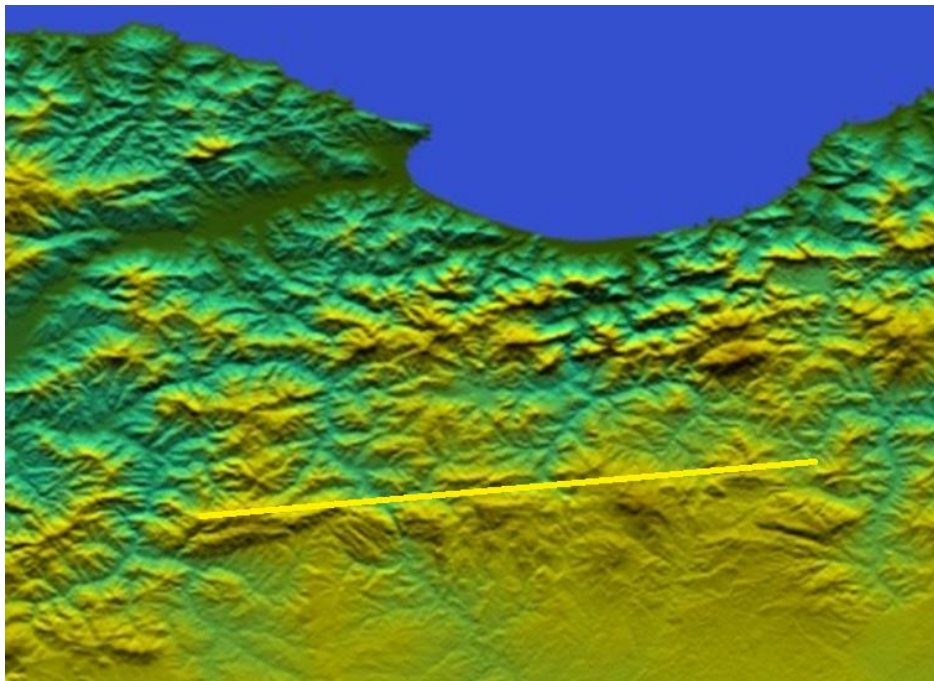


Figure III.7. Zoom sur l'image de l'assemblage des 7 scènes MNT du centre et Nord-Est de l'Algérie filtré (global shader) montrant le tracé du linéament au Nord de Sétif

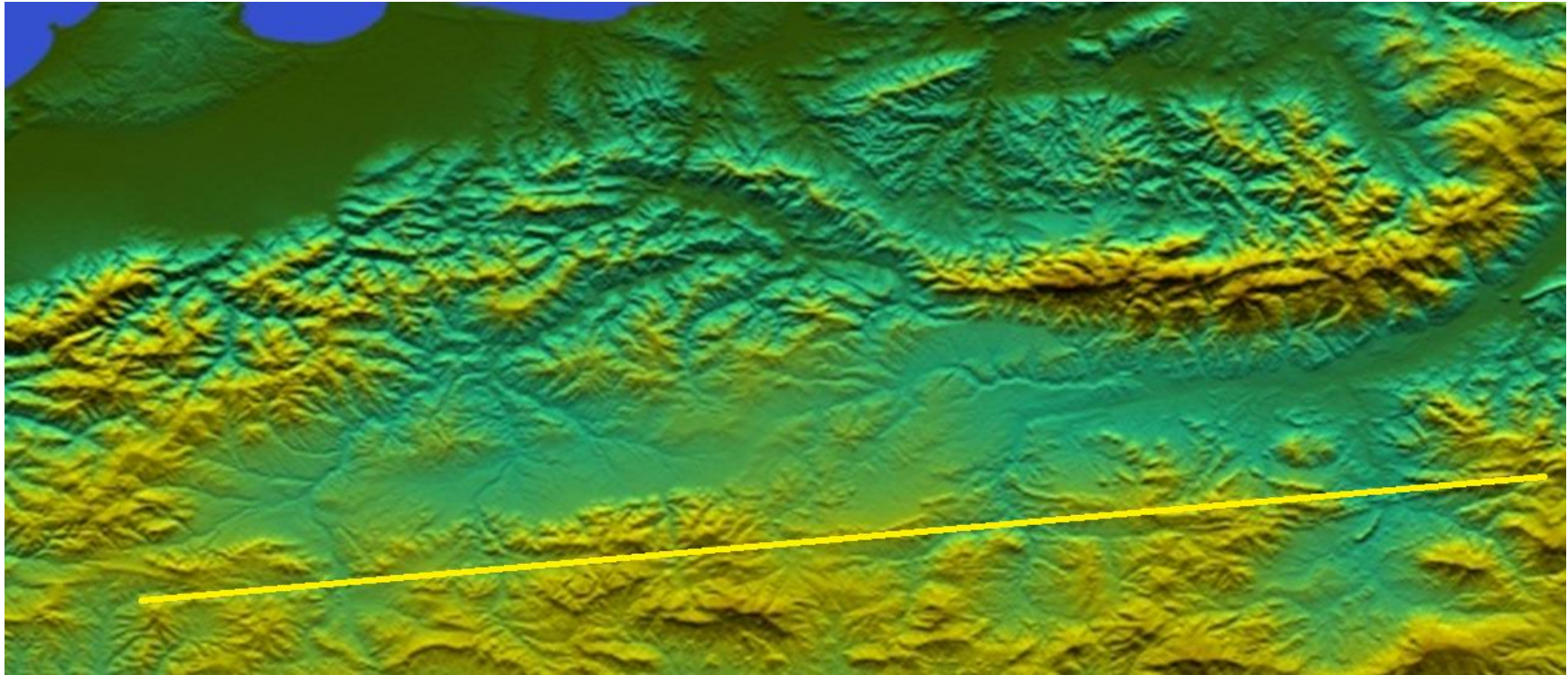


Figure III.8. Zoom sur l'image de l'assemblage des 7 scènes MNT du centre et Nord-Est de l'Algérie filtré (global shader) montrant le tracé du linéament à la limite Nord de la chaîne des Biban.

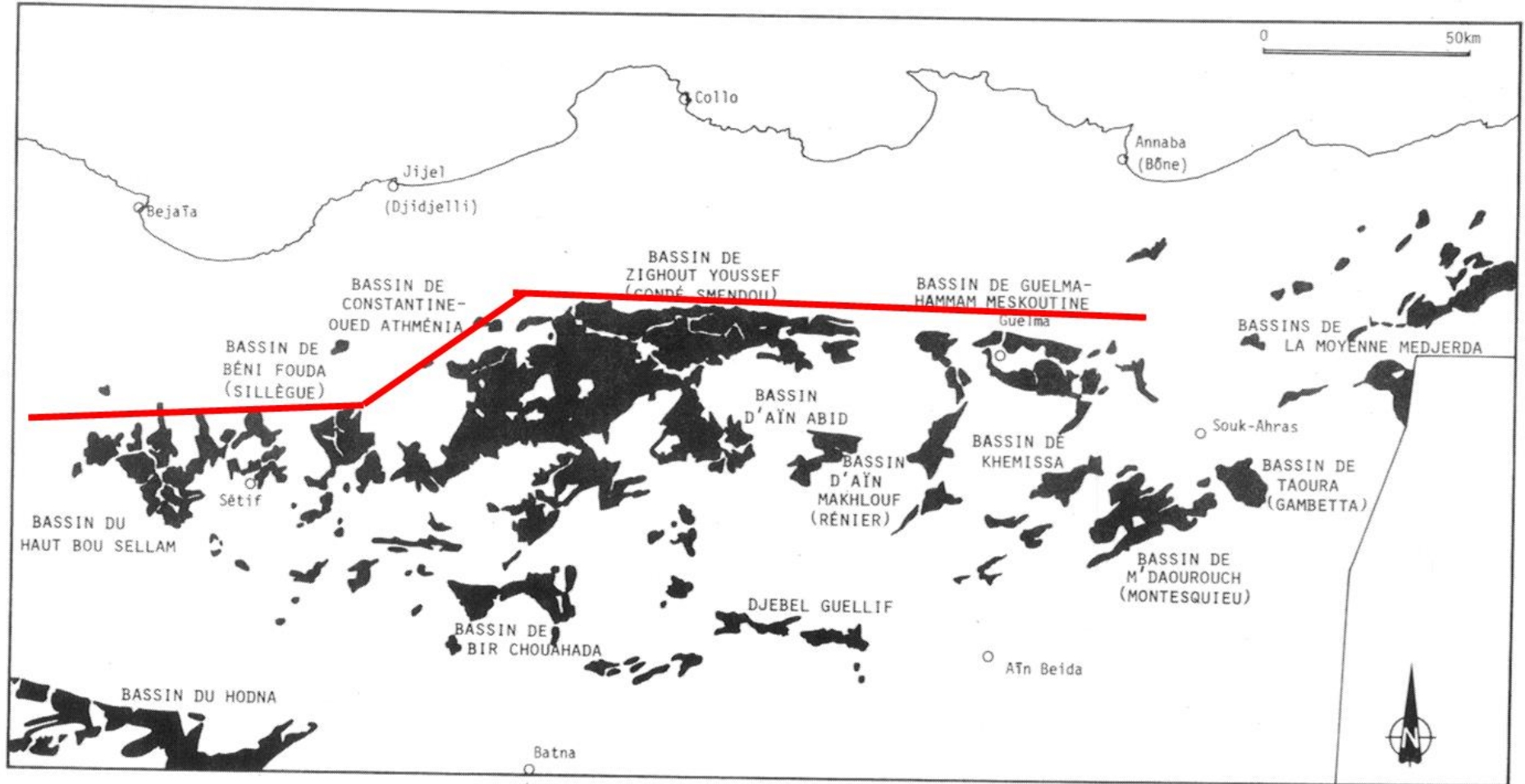


Figure III.9. Positionnement des affleurements du Mio-Pliocène continental (en noir) (Vila, 1980) et tracé du linéament du Kef Hahouner – Djebel Debbagh (en rouge).

- 2- La carte géologique du nord-est de l'Algérie montre les mêmes caractéristiques géologiques et structurales au passage de cet accident (voir la figure III.10). Ainsi, dans la région du Kef Hahouner-Guelma, le passage de cet accident est souligné par la surrection de massifs appartenant au môle néritique de Constantine (alignements des massifs de Kef Hahouner, Djebel Grar, Dj. Taya, Dj. Debbagh, dans le nord constantinois). On observe les mêmes alignements de massifs néritiques au passage de cet accident au nord de Sétif et dans les Bibans : alignements du djebel Anini et du djebel Guergour au nord de Sétif, chaîne des Azerou dans les Bibans. Des minéralisations sont systématiquement observées au passage de cet accident : minéralisation de Guergour, Anini, Azerou, Debbagh, etc. Par ailleurs, on observe la résurgence de sources thermales le long de cet accident : Guergour, Biban, Hammam Meskhoutine, Hammam Oulad Ali, région de Djemila, etc. Ces faits et coïncidences ne peuvent être dus au hasard : il s'agit probablement du passage du même accident profond responsable de toutes ces caractéristiques géologiques identiques, retrouvées sur plus de 300 km de distance.

- 3- Le passage de grands accidents tectoniques est souvent à l'origine de changements dans le réseau hydrographique. Dans la région de Mila, le tracé du linéament du Kef Hahouner – Djebel Debbagh est clairement souligné par un changement de direction de l'oued el Kebir, qui se divise en deux (Fig. III.11) : l'oued Rhumel vers l'est et l'oued el Kebir vers l'ouest. Ces deux oueds suivent la direction est-ouest du linéament.

- 4- Les segments du linéament que nous avons mis en évidence sur les images MNT correspondent à des failles connues (voir la figure III.12). Ainsi, le changement de direction (NE-SW) du linéament coïncide avec la faille du nord de Djemila, tandis que son tracé au nord de Sétif correspond à l'accident du Guergour-Anini, de direction E-W. La faille des Biban, qui limite la chaîne du même nom, est également bien connue (Caire, 1969). Toutes ces failles (Djemila Nord, Guergour-Anini, Bibans) font partie du même linéament et prolongent l'accident Kef Hahouner – Djebel Debbagh à l'ouest. Les caractéristiques de ces failles sont toujours les mêmes. La faille du nord de Djemila, par exemple, est une faille néotectonique de type inverse, liée à des sources thermales (Vila,

1980), semblable donc à l'accident du Kef Hahouner-Djebel Debbagh dans les régions de Guelma et du Kef Hahouner.

En conclusion, il apparaît que l'extension de l'accident du Kef Hahouner – Djebel Debbagh dans l'espace est beaucoup plus importante que ce qui était admis jusqu'à présent. Il semble que cet accident s'étende de la région de Thibar, en Tunisie, à l'est, jusqu'à la région de Berrouaghia, en Algérie, à l'ouest, sur plus de 600 km. Cette extension vers l'ouest, mise en évidence pour la première fois, est étayée par des données géologiques : le tracé de ce linéament coïncide avec des failles bien connues (au nord de Djemila, entre Guergour et Anini, et à Bibans), les mêmes phénomènes géologiques sont observés lors du passage du linéament (surrection de massifs néritiques dans les régions de Guergour et Anini, et de Bibans), ainsi que la mise en place de minéralisations et la présence systématique de sources thermales le long de son tracé. Ce résultat inédit confirme l'originalité et l'importance de l'accident du Kef Hahouner-Djebel Debbagh dans le contexte géologique de la chaîne des Maghrébides d'Afrique du Nord. Les résultats obtenus montrent également l'efficacité de l'utilisation de traitements adéquats sur les scènes MNT pour étudier l'extension des grands accidents tectoniques dans une région donnée.

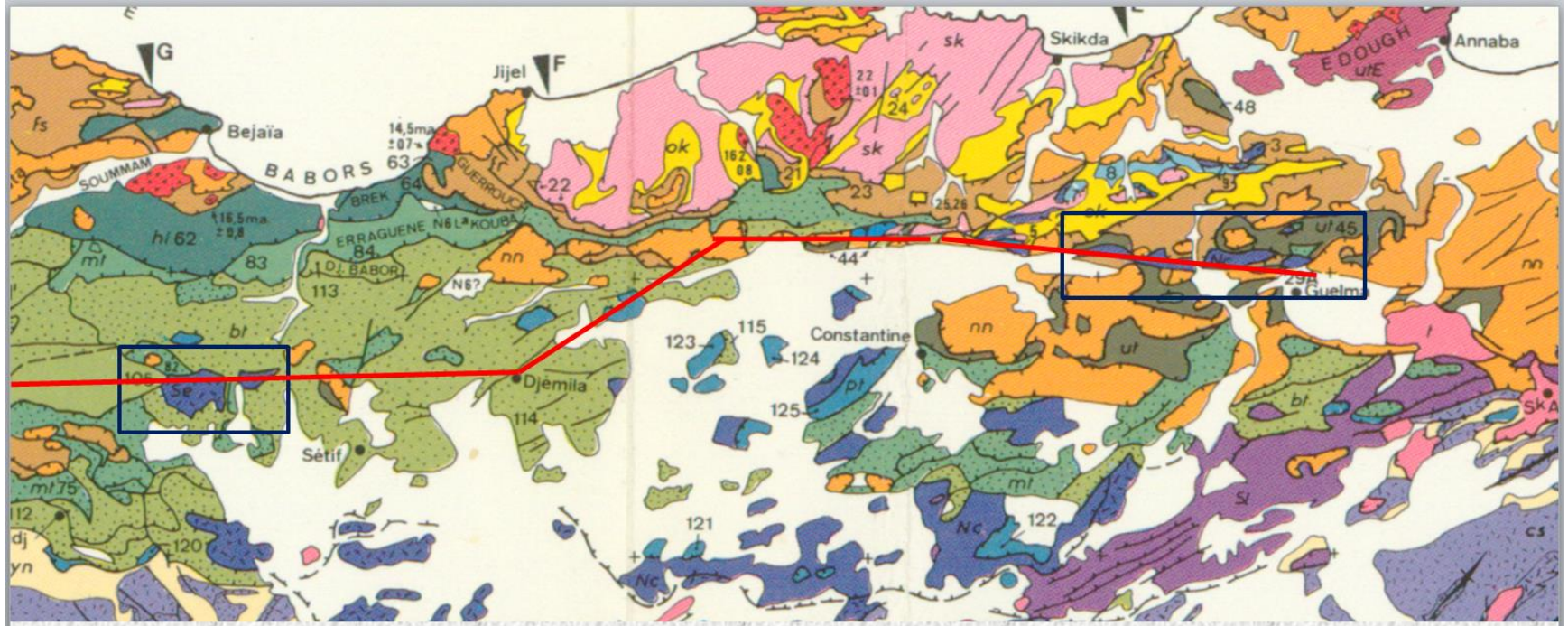


Figure III.10. Extrait de la carte géologique de l'Algérie du Nord (Wildi, 1983). Le tracé de l'accident du Kef Hahouner-Djebel Debbagh apparaît en rouge. Les deux cadres indiquent la région du Kef Hahouner – Guelma à l'Est et celle de Guergour-Anini au Nord de Sétif où au passage de l'accident on remarque la surrection de massifs néritiques (en bleu)

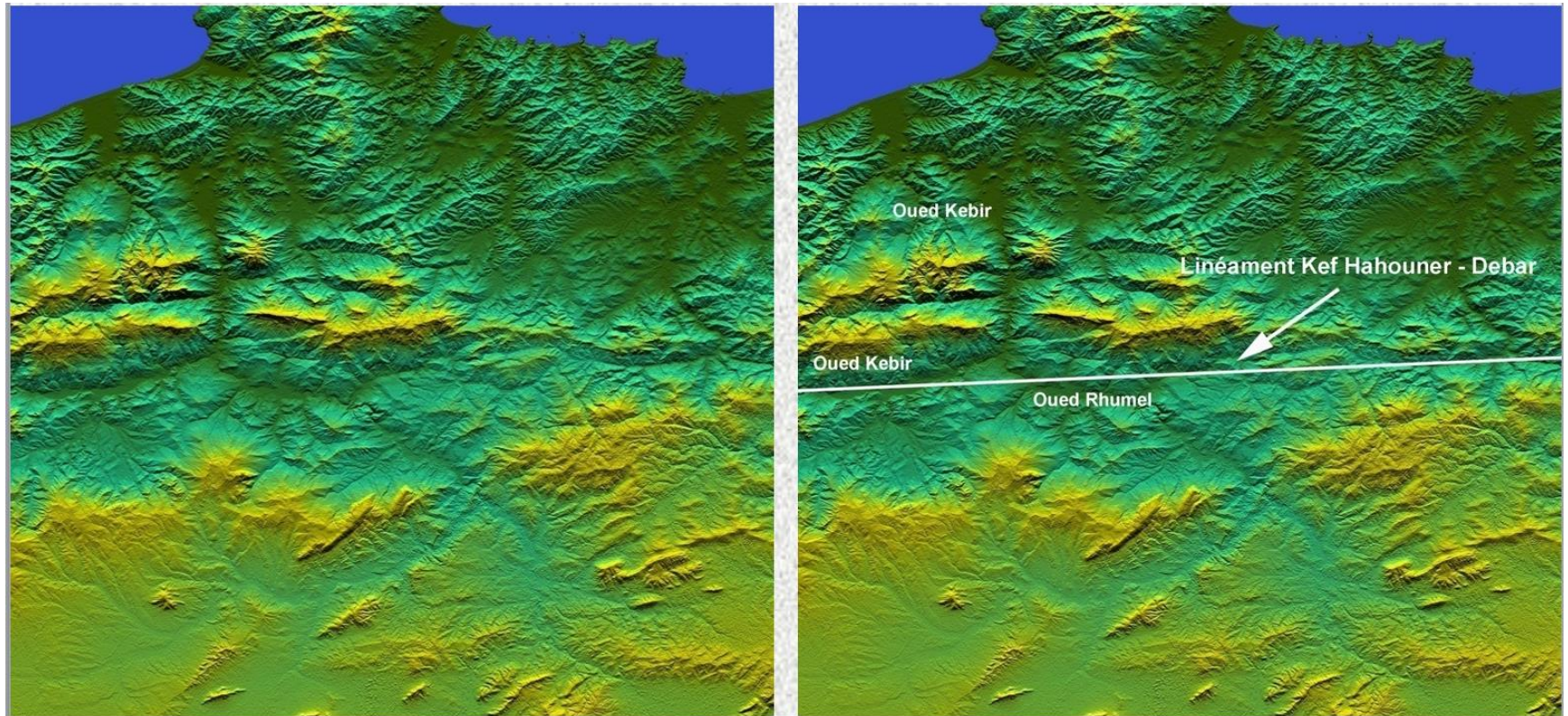


Figure III.11. Scène MNT de la région de Mila montrant le changement de direction du réseau hydrographique de Oued el Kebir au passage de l'accident du Kef Hahouner – Djebel Debbagh

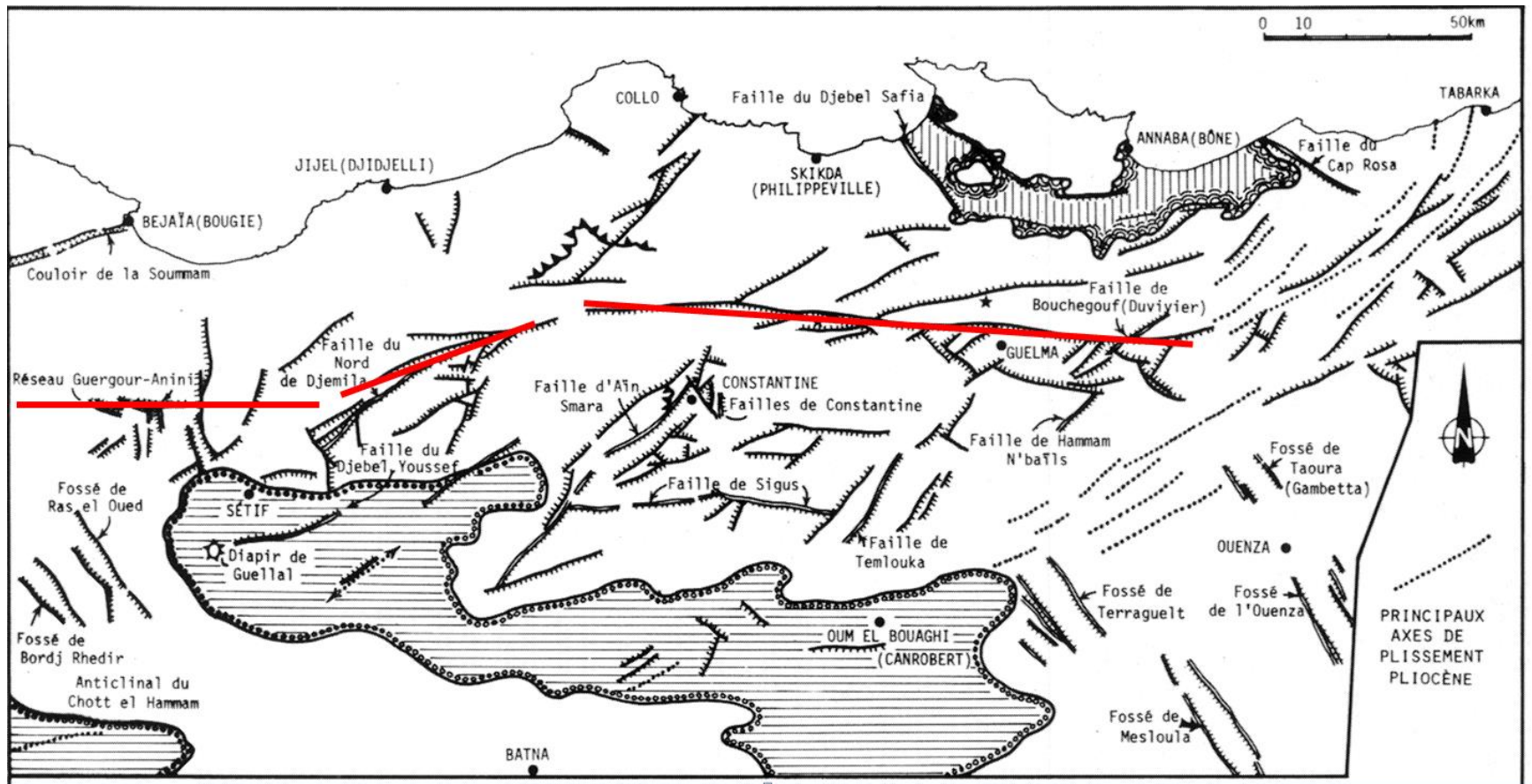


Figure III.12. Carte structurale du nord-est de l'Algérie (Vila, 1980). Le tracé de l'accident du Kef Hahouner-Djebel Debbagh est représenté en rouge. Les segments du linéament que nous avons mis en évidence sur les images MNT correspondent à des failles connues : le changement de direction (NE-SW) du linéament coïncide avec la faille du nord de Djemila, tandis que le tracé du linéament au nord de Sétif correspond à l'accident du Guergour-Anini, de direction E-W.

III.3. Etude Géophysique

III.3.1. Présentation des méthodes magnétiques

La géophysique appliquée, en tant que discipline scientifique, utilise les principes et les méthodes physiques pour découvrir des accidents tectoniques ou des gisements minéralisés. Ces méthodologies ont pour objectif l'investigation des propriétés physiques du sous-sol et de la Terre dans son intégralité, en recourant à des techniques directes telles que la gravimétrie, le magnétisme, la résistivité, la sismologie et la sismique. Ces méthodes permettent de décrire le sous-sol à l'aide de paramètres physiques tels que la densité, la susceptibilité magnétique, la résistivité électrique, la permittivité électrique et la vitesse des ondes sismiques. Les mesures de ces paramètres fournissent des informations sur les différentes parties du sous-sol (voir par exemple Burger et al., 2023 ; Mares, 1984 ; Parasnis, 1997 ; Roy, 2007).

L'une des méthodes de la géophysique est la magnétométrie, qui consiste à mesurer le champ magnétique ambiant. Ce dernier est la somme du magnétisme terrestre et du champ magnétique généré par la présence de masses ferreuses dans le champ de détection (Kaufman et al., 2009). Les méthodes magnétiques sont physiquement plus complexes que les autres méthodes géophysiques, car le champ magnétique terrestre varie au cours du temps. C'est un champ dipolaire qui peut varier en intensité et en direction, contrairement au champ gravitationnel qui ne varie que verticalement (Hinze et al., 2013).

La découverte de l'aimantation des roches volcaniques est due au physicien italien Macedonio Melloni en 1853 (Melloni, 1853). Lorsqu'une roche est soumise à un champ magnétique inducteur comme le champ magnétique terrestre, elle s'aimante par influence et le champ induit se superpose au champ inducteur. La capacité d'une roche à s'aimanter, sous l'action d'un champ magnétique, est appelée susceptibilité magnétique. Elle se mesure, généralement en champ faible, sur de petits volumes rocheux. Selon leur comportement magnétique, on distingue :

(i) roches ou minéraux diamagnétiques : lorsqu'ils sont soumis à un champ magnétique, ces matériaux créent une très faible aimantation opposée au champ extérieur. Lorsque le champ n'est plus appliqué, l'aimantation disparaît. La susceptibilité magnétique des roches ou minéraux

diamagnétiques est très faible et négative. La calcite, le quartz et les feldspaths sont diamagnétiques (Fig. III.13), ainsi que l'or, le pétrole et l'eau.

(ii) roches ou minéraux paramagnétiques : lorsqu'ils sont soumis à un champ magnétique, ces matériaux créent une aimantation orientée dans le même sens que le champ. Lorsque le champ n'est plus appliqué, l'aimantation disparaît. La susceptibilité magnétique des roches ou minéraux paramagnétique possède une susceptibilité magnétique positive mais faible. Les oxydes pauvres en Fe, Mn (ilménite, sidérite), les olivines, les pyroxènes et les amphiboles sont paramagnétiques (Fig. III.13).

(iii) roches ou minéraux ferromagnétiques : possèdent une aimantation en l'absence de tout champ inducteur. Ces corps ont la capacité à s'aimanter sous l'effet d'un champ magnétique extérieur et à garder une partie de cette aimantation. Cette aimantation « rémanente » a une intensité beaucoup plus forte. Les oxydes de fer (magnétite, hématite) sont les minéraux ferromagnétiques les plus communément rencontrés dans les roches.

La présence de minéraux ferromagnétiques dans les roches magmatiques et métamorphiques leur confère une susceptibilité très élevée tandis que les roches sédimentaires, dépourvues de ces minéraux, possèdent un magnétisme beaucoup plus faible, mais mesurable (Fig. III.13).

L'aéromagnétisme permet de cartographier précisément les limites des structures géologiques présentant un contraste d'aimantation avec leur entourage. Les contrastes magnétiques entre des formations, ou entre des minéraux, permettent de différencier les causes d'anomalies magnétiques. Plus la susceptibilité magnétique d'un minéral (ou d'une roche) est élevée, plus la réponse magnétique est intense.

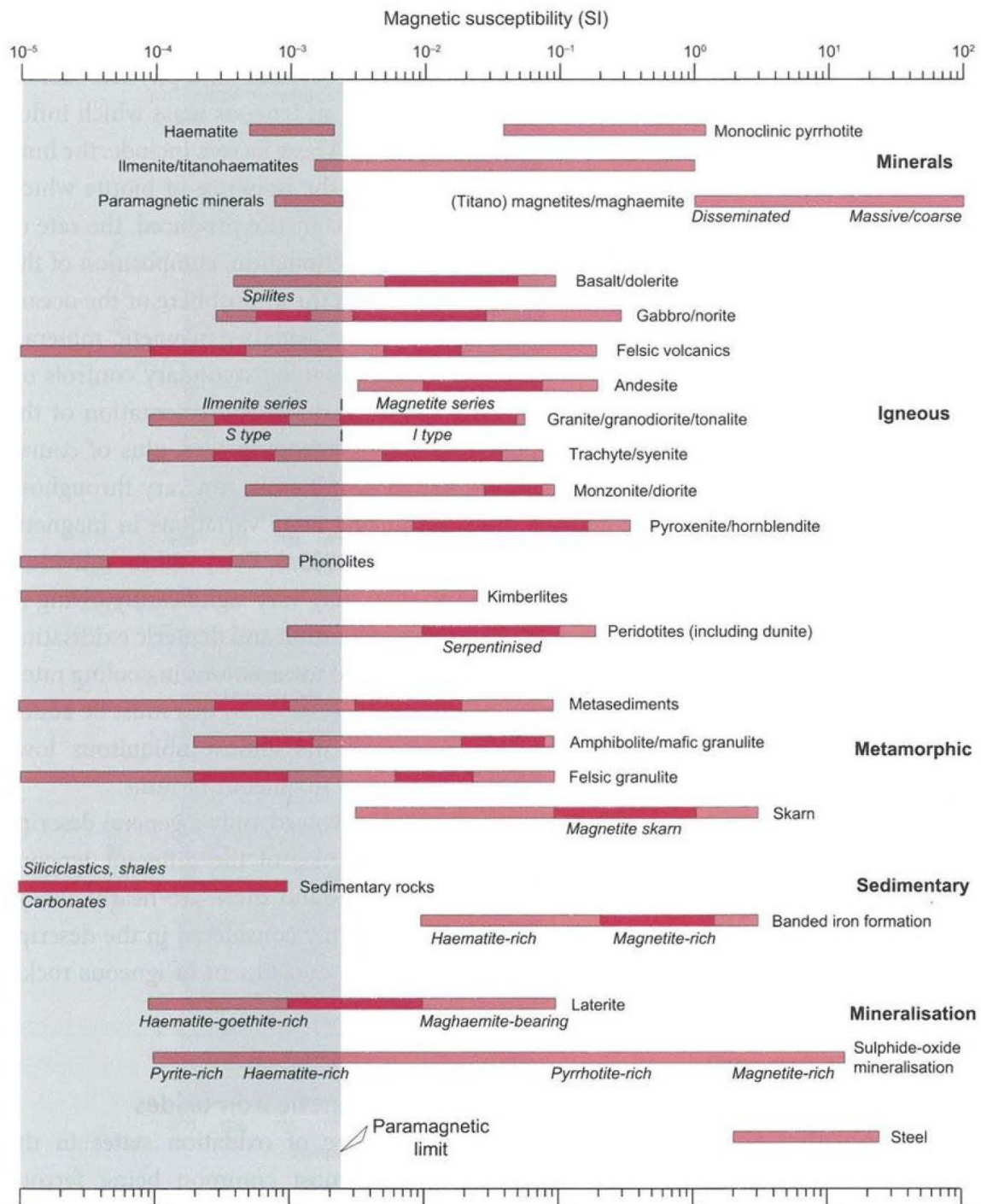


Figure III.13 : Résumé des minéraux et roches courants et de leur susceptibilité magnétique. Plus la susceptibilité magnétique d'un minéral (ou d'une roche) est élevée, plus la réponse magnétique est intense (Dentith & Mudge 2014).

III.3.2. Acquisition des données magnétiques par levé aéromagnétique

L'intensité du champ magnétique terrestre est mesurée par un levé géophysique aéromagnétique. Ce procédé permet de détecter les variations locales dues au magnétisme des roches. Avant cette détection, il est nécessaire de corriger les données enregistrées de certains effets indésirables (dérive diurne) et de perturbations (bruit instrumental ou tellurique). Une fois ces corrections réalisées, on obtient un champ magnétique total mesuré dont la valeur dépend de la latitude, de la longitude et de l'altitude du point de mesure. D'autre part, le champ magnétique principal est mesuré de manière continue par des stations d'observation réparties sur l'ensemble de la planète. La modélisation de ces mesures permet de déterminer la valeur de l'IGRF (International Geomagnetic Reference Field) à tout endroit de la planète, comme l'illustre la figure III.14.

Après avoir supprimé le champ magnétique global, on obtient une carte d'anomalie magnétique résiduelle dont les variations révèlent les hétérogénéités d'aimantation du sol et du sous-sol, dues aux aimantations induites et rémanentes ainsi qu'à la présence de minéraux ferromagnétiques (Pour la technique du levé géophysique aéromagnétique, voir par exemple Reeves, 2005). Ces cartes permettent, comme il a été précisé précédemment, de cartographier les structures géologiques, de détecter d'éventuels accidents tectoniques majeurs ou des failles, et de déterminer d'éventuelles concentrations minérales (voir la récente synthèse sur l'utilisation du levé aéromagnétique en géologie, Betts et al., 2024).

II.3.3. Les étapes de traitement des données aéromagnétiques

Une série de procédures est appliquée au traitement des données aéromagnétiques afin de transformer les mesures brutes enregistrées en vol en cartes et modèles interprétables sur le plan géologique. Voici les principales étapes :

(i) Acquisition des données

- Mesure du champ magnétique total à l'aide d'un magnétomètre embarqué (souvent un magnétomètre à pompe protonique ou à vapeur de césium).
- Enregistrement simultané de la position (GPS/centrale inertielle), altitude, cap de l'avion et temps.
- Collecte des données de base dans une station magnétique au sol (base magnétique) pour surveiller les variations diurnes.

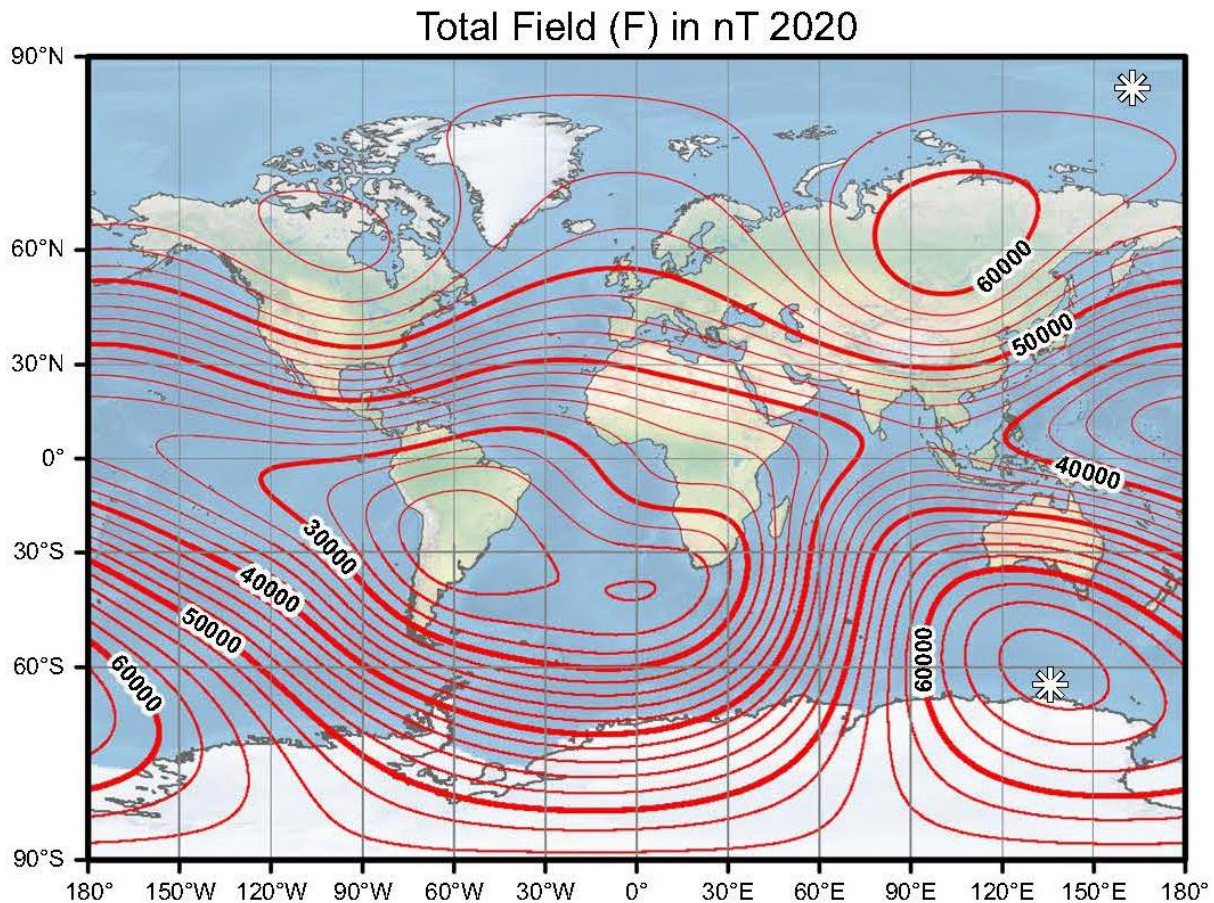


Figure III.14. Carte de l'intensité du champ géomagnétique total global à la surface de l'ellipsoïde du Système de coordonnées géodésiques mondial (WGS84) pour l'époque 2020. Les astérisques blancs indiquent l'emplacement des pôles magnétiques (Alken et al., 2021).

(ii) Contrôle de qualité et corrections de base

- **Correction du décalage de l'appareil** (*lag correction*) dû à la distance entre le magnétomètre et l'antenne GPS.
- **Correction de la latitude** (réduction au pôle ou au méridien central, selon l'objectif).
- **Élimination des spikes** (bruits instrumentaux ou interférences locales).
- **Correction de l'altitude barométrique et radar** pour normaliser les données à une même surface de référence.

(iii) Correction des effets géophysiques

- **Correction diurne** : soustraction des variations temporelles mesurées à la station de base.

- **Correction IGRF** (International Geomagnetic Reference Field) : retrait du champ magnétique terrestre de référence afin d'isoler les anomalies locales liées à la géologie.
- Parfois correction du **champ magnétique régional** par filtrage ou ajustement polynomial.

(iv) Mise en grille et traitement mathématique

- Interpolation des données le long des lignes de vol pour créer une **grille régulière** (souvent méthode de Krigeage ou minimum courbure).
- Production de cartes de champ magnétique total corrigé.
- Application de **filtres géophysiques** (au domaine spatial ou fréquentiel) :
 - **Réduction au pôle (RTP)** : replacer l'anomalie au-dessus de sa source.
 - **Continuation ascendante/descendante** : simuler les mesures à une autre altitude.
 - **Filtrage dérivé** : calcul des gradients (vertical, horizontal) pour faire ressortir les limites géologiques.
 - **Déconvolution d'Euler** ou autres méthodes d'inversion pour estimer profondeur et géométrie des sources.

(v) Interprétation géologique

- Analyse qualitative : identification des structures (failles, intrusions, contacts lithologiques).
- Analyse quantitative : estimation de la profondeur, de l'extension et de la susceptibilité magnétique des corps.
- Intégration avec d'autres données (géologiques, gravimétriques, géochimiques, géophysiques).

II.3.4. Etude aéromagnétique de la région de Kef Hahouner

a. Description du levé aéromagnétique du NE Algérien

Durant la période allant de 1969 à 1974, un levé aéromagnétique couvrant le territoire algérien a été réalisé par la société Nord-américaine Aero Service Corporation (Boukerbout et Abtout, 2010). Ce levé a été réalisé en deux temps : en 1969, il a concerné les bassins du Sahara algérien et a été effectué pour le compte de la Sonatrach dans le cadre de la recherche pétrolière. Entre

1971 et 1974, le reste du territoire algérien a été balayé pour le compte de la SONAREM dans le cadre de la recherche minière (Fig. III.15).

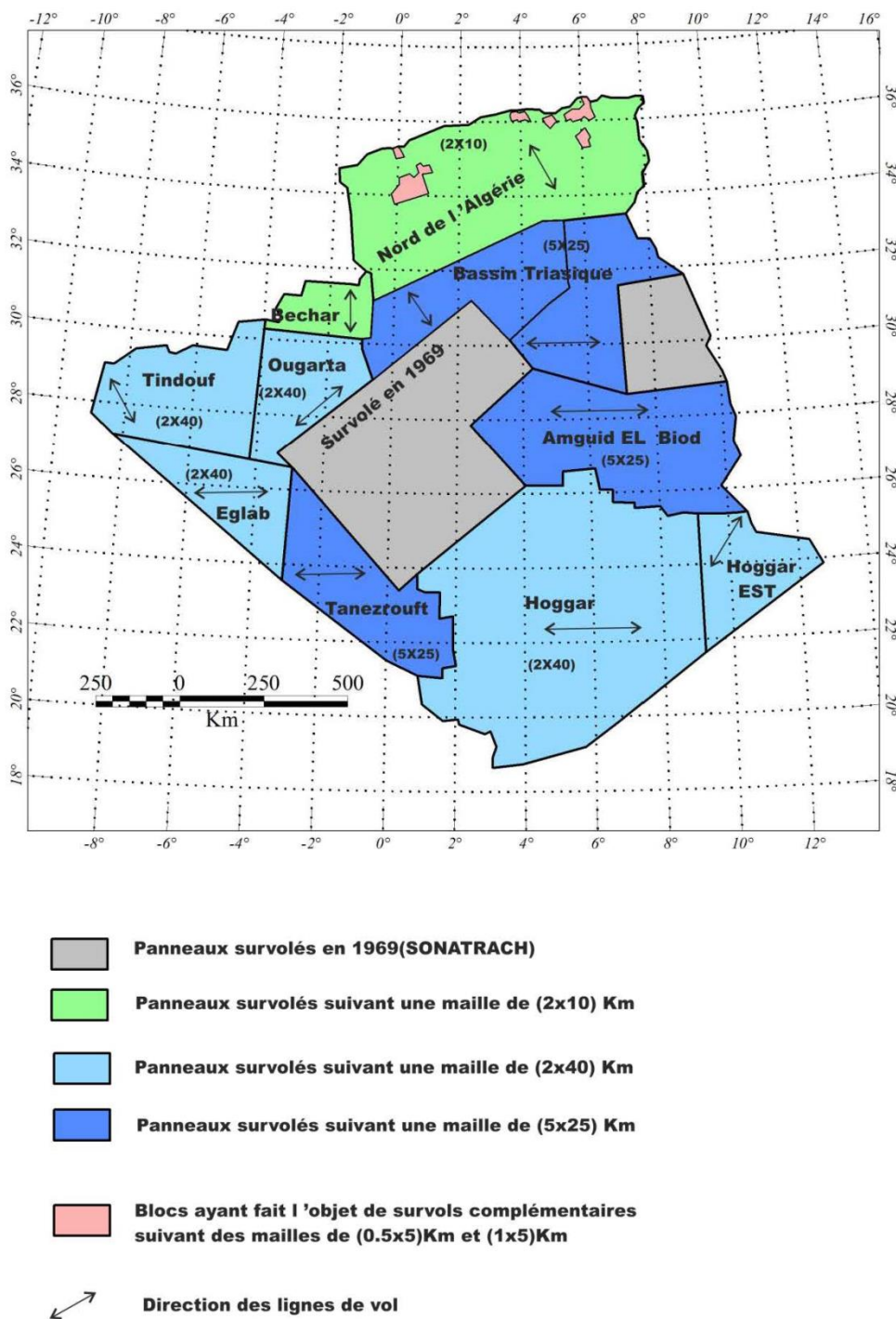


Figure III.15. Caractéristiques des panneaux survolés par Aeroservice Corporation (Boubaya D., 2013).

Pour le Nord-Est algérien, Boubaya (2013) a résumé les caractéristiques du levé réalisé. « Le levé a été réalisé à une distance constante du sol, c'est à dire que l'altitude de l'avion au-dessus du sol a été maintenue à une hauteur moyenne d'environ 150 mètres et qui était contrôlée par un altimètre radar dont la précision est de plus au moins 30 pieds. Les lignes de vol étaient orientées perpendiculairement à la direction régionale des structures géologiques. Le nord de l'Algérie, a été survolé avec un intervalle de 2 kilomètres entre les lignes de traverse, 10 kilomètres entre les lignes de contrôle et un pas d'échantillonnage de l'ordre de 46 mètres le long des lignes de vol » (Boubaya, 2013) (Fig. III.16).

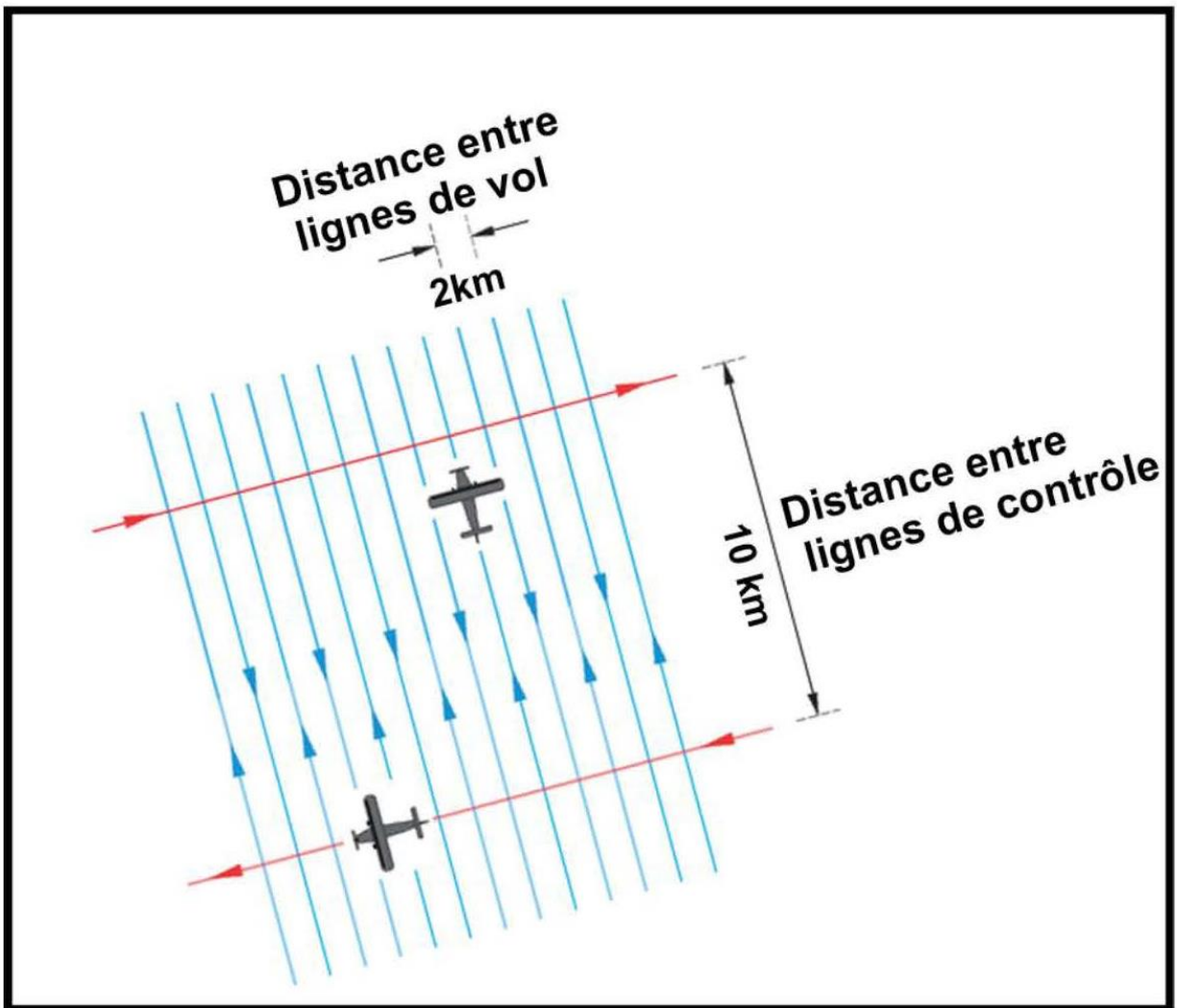


Figure III.16. Caractéristiques du levé aéromagnétique d'Aero Service dans le NE algérien

Les autres caractéristiques de ce levé sont résumées dans ce qui suit (Boubaya, 2013 ; Allek, 2005) :

-Réalisation des cartes des plans de vol à l'échelle 1/100 000.

-Interpolation des données aéromagnétiques suivant un quadrillage à maille régulière.

-Réalisation de cartes en iso-contours du champ magnétique à l'échelle 1/100 000 et 1/200 000. Intervalle des contours : entre 2 et 25 gammas (nT) selon le type du magnétomètre utilisé.

-Réalisation de cartes en iso-rades : intervalle des courbes de niveau de 100 chocs par seconde (cps). Les anomalies en U, Th et K ont été reportées sur ces cartes.

-Les systèmes de projection utilisés pour la représentation des données aérogéophysiques : Universal Transverse Mercator (UTM), suivant l'ellipsoïde Clarke 1880 (NORD SAHARA 1959 DATUM).

-Elaboration d'un jeu de cartes de contours du champ magnétiques (ou spectrométriques/radiométriques) aux échelles 1/100 000 et 1/200 000 accompagné des plans de vol au 1/100000.

-Pour l'interprétation quantitative et la localisation des différentes sources magnétiques, la méthode de la déconvolution de Werner a été utilisée. Les résultats ont permis de présenter des cartes interprétatives de localisation des sources magnétiques peu profondes et du socle magnétique aux échelles 1/100 000 et 1/200 000, avec des courbes isobathes, des informations sur la susceptibilité, les dimensions et le type de roche, dans la mesure du possible. Quelques transformations du champ ont également été tentées dans certaines régions, comme la séparation résiduelle/régionale, le prolongement analytique et la réduction au pôle.

- Afin d'obtenir le maximum d'informations géologiques sur la zone explorée, les données magnétométriques et spectrométriques ont été intégrées.

-Chaque feuille (coupure) a fait l'objet d'une analyse géologique et des modèles géologique et géophysique ont été proposés pour les zones jugées prometteuses, le tout présenté dans un rapport en plusieurs volumes.

b. Corrections des données

Les données magnétiques acquises ont été corrigées par AeroService. Ces corrections concernaient les effets de l'aéronef, les variations diurnes du champ ionosphérique, la correction de l'IGRF, le filtrage passe-bas des données pour atténuer les signaux magnétiques de haute fréquence, ainsi que le nivellement des écarts des mesures magnétiques aux points de croisement entre les lignes de traverse et les lignes de contrôle (Boubaya, 2013).

Malgré ces corrections, Boubaya (2013) a identifié des erreurs résiduelles lors de l'examen des données. Cet auteur a effectué d'autres traitements afin d'éliminer au maximum le bruit résiduel, en utilisant un procédé de micronivellement (voir Boubaya, 2013, pour plus de détails).

Les données utilisées dans ce travail sont celles issues de l'ensemble de ces corrections.

c. Théorie de l'analyse multi-échelle

La détection multi-échelle des bords (Multi-edge analysis or "worming" en anglais) est une technique utilisée dans le traitement des données aéromagnétiques pour améliorer l'interprétation des caractéristiques magnétiques souterraines. Il s'agit d'une aide à l'interprétation couramment utilisée depuis 1999. Hornby et al. (1999) ont été les premiers à présenter ce concept, notamment à travers les résultats d'interprétation 3D de données aéromagnétiques obtenus grâce à cette méthode. Cette méthode est particulièrement indiquée pour la détection d'accidents tectoniques.

Cette méthode consiste à générer une série de contours, appelés « worms », à partir du gradient du champ magnétique, afin de mettre en évidence des variations subtiles qui peuvent être difficiles à détecter avec les techniques de traitement traditionnelles. Celles-ci permettent de définir l'emplacement des limites géologiques par exemple. La méthode consiste à calculer le gradient horizontal de l'ensemble des données magnétiques puis à déterminer les positions de tous les maxima. Les données sont prolongées vers le haut à différentes altitudes et à chaque niveau les maxima du gradient horizontal sont localisés. Un aspect important de la technique de détection multi-échelle des bords est qu'elle peut mettre en évidence des linéaments profonds bien que leur expression en surface ne soit pas évidente. L'anomalie au-dessus d'un contact vertical est matérialisée par une courbe ayant un minimum du côté des roches de faible susceptibilité et un maximum du côté des roches de susceptibilité élevée. Le point d'inflexion de la courbe se trouve à l'aplomb de ce contact.

En créant des bords multiples ou des maxima de gradient à partir de données aéromagnétiques, le « worming » permet de cartographier plus précisément les limites des anomalies magnétiques. Il est possible d'interpréter la profondeur relative des contours, ainsi que leur direction d'inclinaison et l'angle d'inclinaison, et d'obtenir une représentation en trois dimensions (3D) (Holden et al., 2000). Ces contours correspondent souvent à des structures géologiques telles que des failles, des dykes ou des limites lithologiques. Le worming permet de visualiser ces structures en trois dimensions et de retracer leur continuité sur de grandes surfaces.

Dans le cadre de la présente étude, nous avons utilisé une technique de localisation automatique des maxima du gradient horizontal, basée sur l'algorithme WORME d'Intrepid Geophysics (Intrepid, 2011). L'application de cette technique à une carte magnétique montre que les maxima locaux des gradients horizontaux forment des rides étroites au-dessus des changements brusques de susceptibilité. Pour déterminer le sens du pendage des contacts mis en évidence, on part du principe que plus on prolonge les données vers le haut, plus on met en évidence des structures profondes. La procédure consiste donc à réaliser une série de prolongements harmoniques des données magnétiques vers le haut. Ensuite, pour chaque niveau, on calcule le gradient horizontal et on détermine ses maxima. Si les structures sont verticales, tous les maxima issus des différents niveaux se superposent. En revanche, le déplacement de ces maxima lorsque la hauteur des prolongements vers le haut augmente indique le sens du pendage.

d. Résultats

La zone étudiée est circonscrite par la limite géographique du polygone (A, B, C et D).

	X	Y
A	36°46'37.99"N	6°47'10.85"E
B	36°19'28.70"N	6°47'12.80"E
C	36°46'58.57"N	7°46'00.37"E
D	36°20'18.56"N	7°47'45.46"E

d.1 Le modèle numérique de terrain (MNT) :

Le modèle numérique de terrain extrait des données SRTM est présenté à la figure III.17. Les altitudes du terrain varient entre 4 mètres et 1 393 mètres. La région du lac Fetzara, située au nord d'Ain Berda, se caractérise par des altitudes relativement basses, tandis que les altitudes les plus élevées sont enregistrées dans la partie sud de la carte. De plus, la région du Kef Hahounner est également associée à des altitudes élevées (voir la figure III.17).

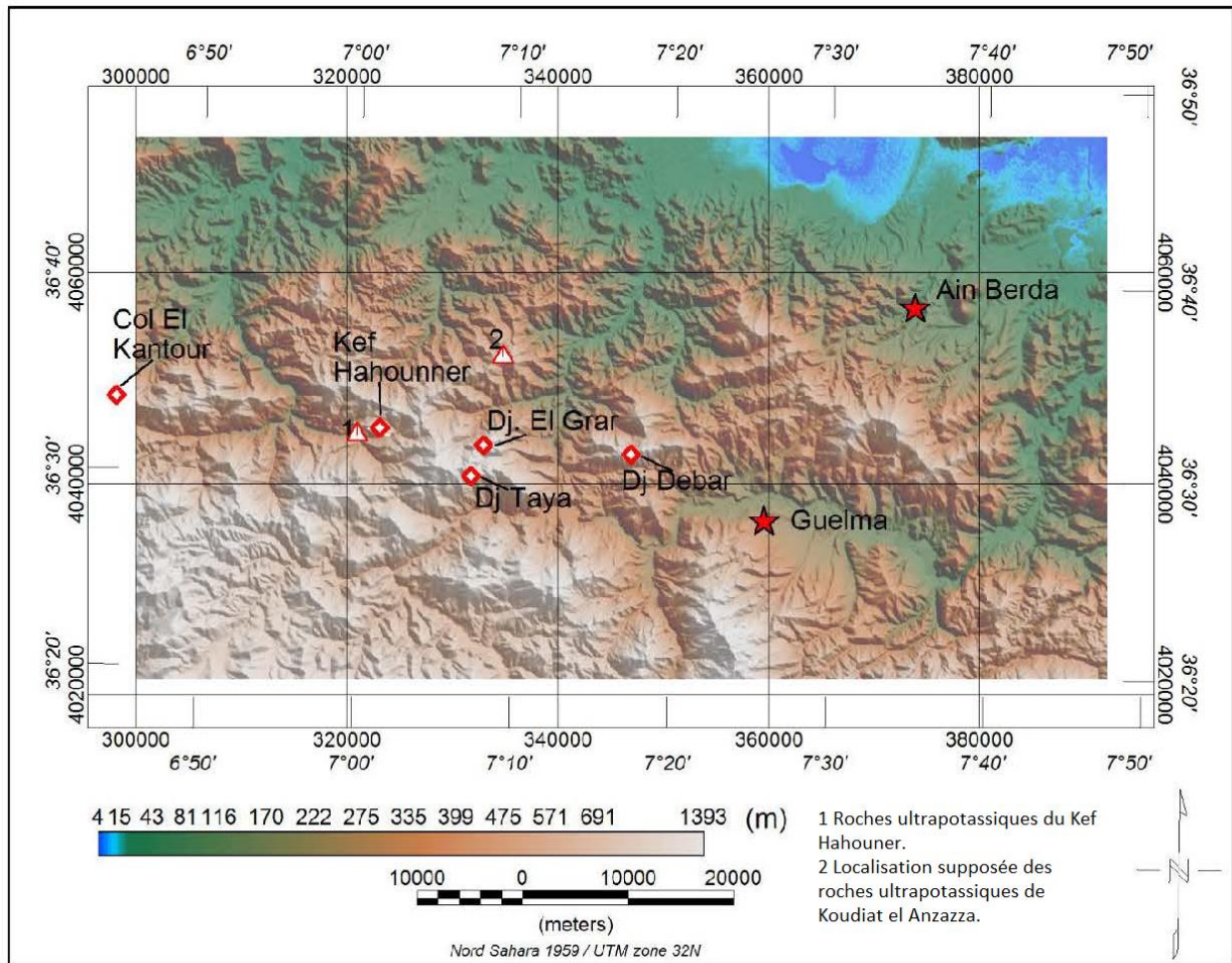


Figure III.17. Modèle numérique de la zone d'étude (Données SRTM)

d.2 Analyse des cartes magnétiques

La carte magnétique représentée à la figure III.18 a été établie avec un pas de grille de 500 m en utilisant la technique du « minimum de courbure ». Les valeurs du champ magnétique varient entre -55 nT et 80 nT. Le secteur d'étude (Kef Hahounner) présente une anomalie magnétique négative de grande étendue. Cependant, les affleurements de roches volcaniques de

Kef Hahouner et supposés de Koudiat El Anzaza se situent aux abords de cette anomalie. En raison de l'amplitude relativement faible des anomalies magnétiques (inférieure à 50 nT), une corrélation certaine est observée entre les données magnétiques et le relief. Les altitudes élevées correspondent à des valeurs magnétiques basses, tandis que les reliefs plus bas sont associés à des valeurs magnétiques élevées. Ce problème a été étudié en détail par Boubaya en 2013. Il pourrait également y avoir une corrélation entre les valeurs magnétiques basses et les massifs néritiques (Kef Hahouner, Djebels Taya, Grar, Debbagh ...).

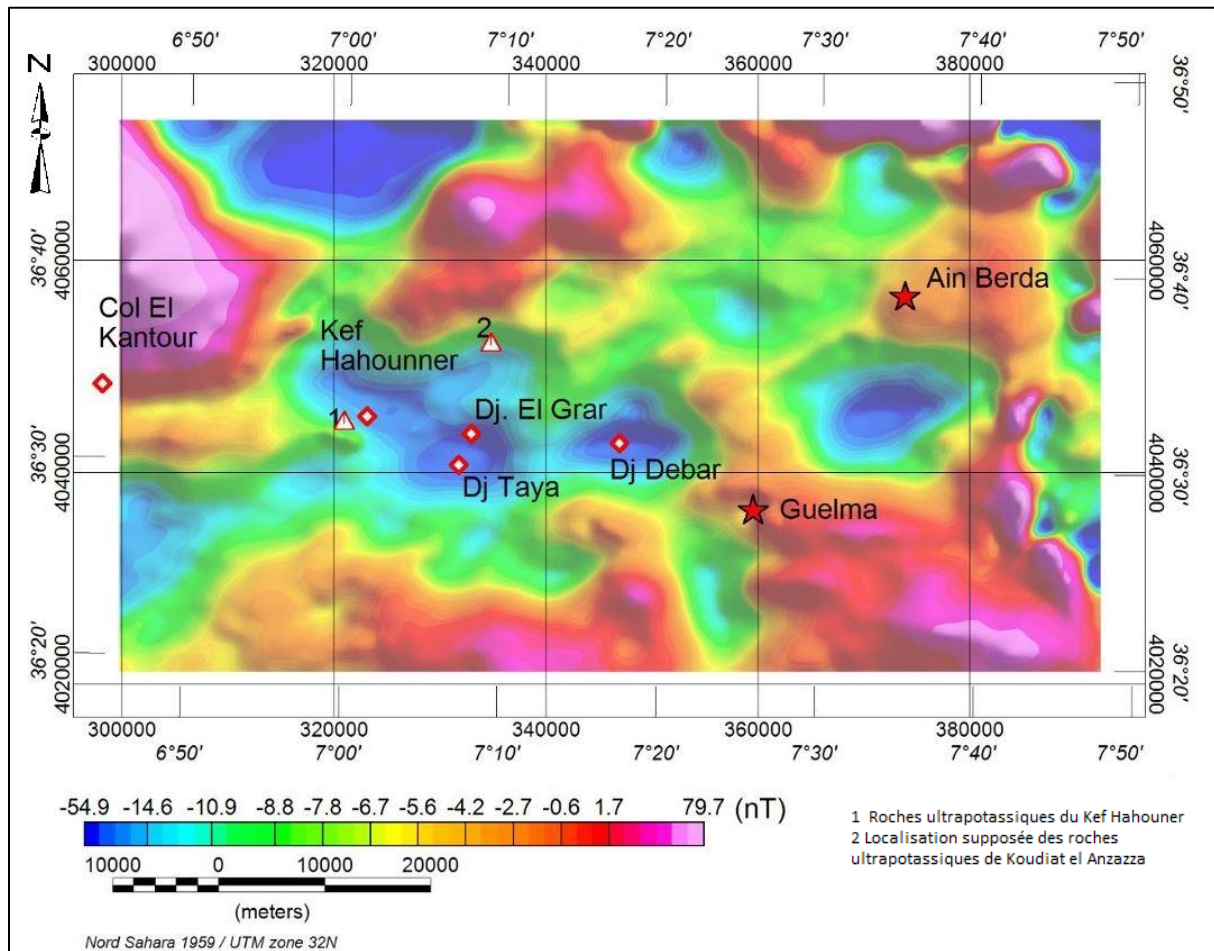


Figure III.18. Carte aéromagnétique de la région Kef Hahouner-Guelma.

La figure III.19 représente la carte de l'anomalie aéromagnétique réduite au pôle. À la différence du champ d'anomalies gravimétriques, la forme des anomalies magnétiques dépend de l'orientation des vecteurs champ magnétique B et aimantation M. Elle varie donc en fonction de la localisation géographique et de l'orientation des blocs aimantés. L'inclinaison des vecteurs

champ magnétique et aimantation provoque une distorsion des anomalies magnétiques, notamment aux moyennes latitudes : une anomalie causée par une source positive d'aimantation présente alors deux lobes, l'un positif et l'autre négatif. La réduction au pôle consiste à calculer des pseudo-anomalies qui auraient été observées au pôle magnétique, en ramenant à la verticale la direction du champ inducteur et celle de l'aimantation. Le champ magnétique réduit au pôle est donc le champ magnétique qui aurait été observé au pôle sur des structures aimantées verticalement. Par rapport à la source, le lobe positif est décalé vers l'équateur et l'autre vers le pôle. Les valeurs du champ magnétique réduit au pôle (voir la figure III.19) montrent des valeurs oscillant entre un minimum de -46 nT et un maximum de 55 nT.

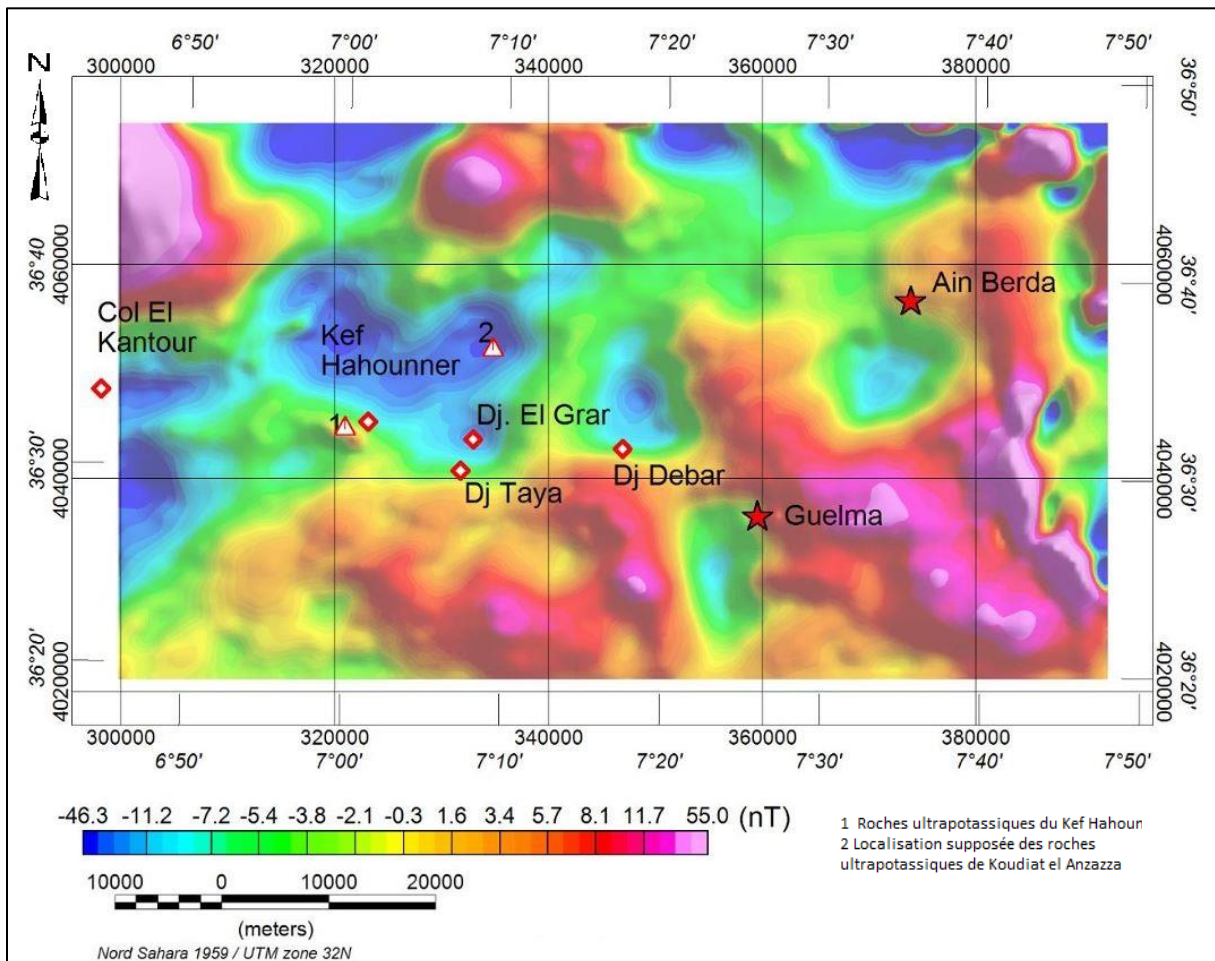


Figure III.19. Carte aéromagnétique de la zone Kef Hahouner-Guelma réduite au pôle.

Sur cette carte réduite au pôle, on observe une certaine translation des anomalies vers le nord. Il est également important de souligner que la zone d'intérêt, représentée par le triangle numéro 1 (zone d'affleurement des roches volcaniques), se trouve en bordure d'une anomalie négative, similaire à celle de la carte précédente (Fig. III.18).

d.3. Spectre radialement moyenné

Le spectre radial moyenné de la zone d'étude est présenté sur la figure III.20. L'analyse du spectre d'énergie du périmètre d'étude a permis de distinguer trois ensembles magnétiques principaux, caractérisés par des profondeurs moyennes différentes, qui se traduisent par des changements identifiables dans la pente du spectre d'énergie (voir la figure III.20). Le premier ensemble est situé à une profondeur moyenne de 8 km et correspond à la portion du spectre correspondant aux longueurs d'onde supérieures à 5 000 m. Cet ensemble se manifeste éventuellement à la profondeur du socle magnétique. Le second horizon magnétique, lié aux longueurs d'onde de 1 500 et 5 000 mètres, fournit une profondeur de l'ordre de 4 000 mètres. Ce dernier correspondrait vraisemblablement aux roches du socle de la partie nord de la zone d'étude. Le troisième ensemble, non représenté sur la figure III.8, est détecté entre les longueurs d'onde de 1 000 et 1 500 mètres et correspond aux sources de surface et aux bruits.

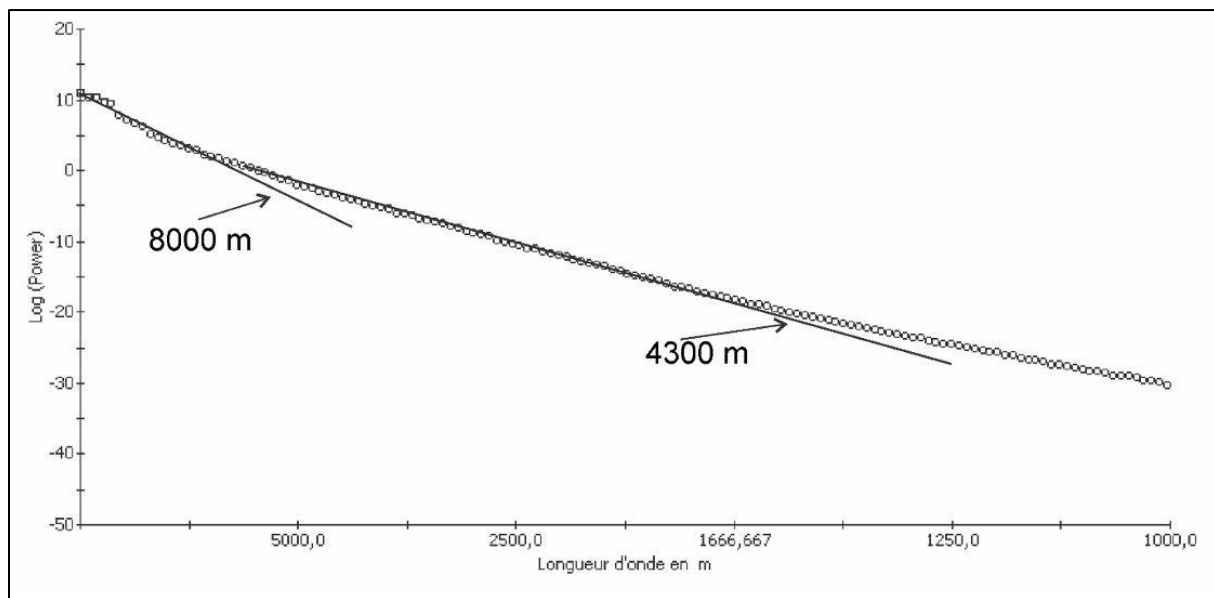


Figure III.20. Spectre radialement moyenné de la zone d'étude réduite au pôle.

d.4. Résultats de la détection multi-échelle des bords (worms)

Les résultats de l'application de la détection multi-échelle des bords sont présentés à la figure III.21. Cette technique a permis de détecter un certain nombre de linéaments, notés L1 à L3 et T1 à T4 sur la figure III.21.

Les bords, ou « worms », sont créés à partir des données magnétiques prolongées vers le haut entre 7 000 et 8 000 mètres, correspondant à sept niveaux de prolongement. Cette carte contient considérablement plus d'informations que la carte magnétique. L'examen de la carte des « Worms » montre que la plupart des contacts identifiés sont linéaires sur plusieurs dizaines de kilomètres, ce qui justifie l'utilisation de la présente méthode. Les linéaments mis en évidence par les « Worms » semblent probablement être associés aux contacts lithologiques ou aux zones de fractures. La direction principale des linéaments est NE-SW. Une deuxième direction de contacts, visible sur les « Worms », est perpendiculaire à la direction atlasique, avec une orientation NW-SE. La carte de la figure III.21 montre plusieurs linéaments, mais nous ne nous intéressons qu'à ceux situés à proximité de la zone d'étude.

- Le linéament L1 de direction NE-SW à E-W et d'une longueur de 80 km, traverse les Djebels Taya et Debbagh et recoupe les linéaments T1, T2, T3 et T4. Il correspond à l'accident du Kef Hahouner-Djebel Debbagh.
- Le linéament L2 de direction NE-SW, parallèle à L1, a une longueur de 35 km et traverse le Kef Hahouner. Il est aussi perpendiculaire aux linéaments T1 et T2. Il pourrait s'agir d'un accident satellite de celui du Kef Hahouner-Djebel Debbagh.
- Le linéament L2 de direction NE-SW, également parallèle à L1 et L2, a une longueur de 12 km Il se localise au NW de Kef Hahouner.
- Le linéament T1, de direction NW-SE et d'une longueur de 19 km, coupe les linéaments L1 et L2.
- Le linéament T2, de direction N-S et d'une longueur de 14 km, coupe aussi les linéaments L1 et L2.
- Le linéament T3, de direction N-S, a une longueur de 12 km.
- Le linéament T4, de direction NW-SE, a une longueur de 14 km et se situe au NE de Guelma.

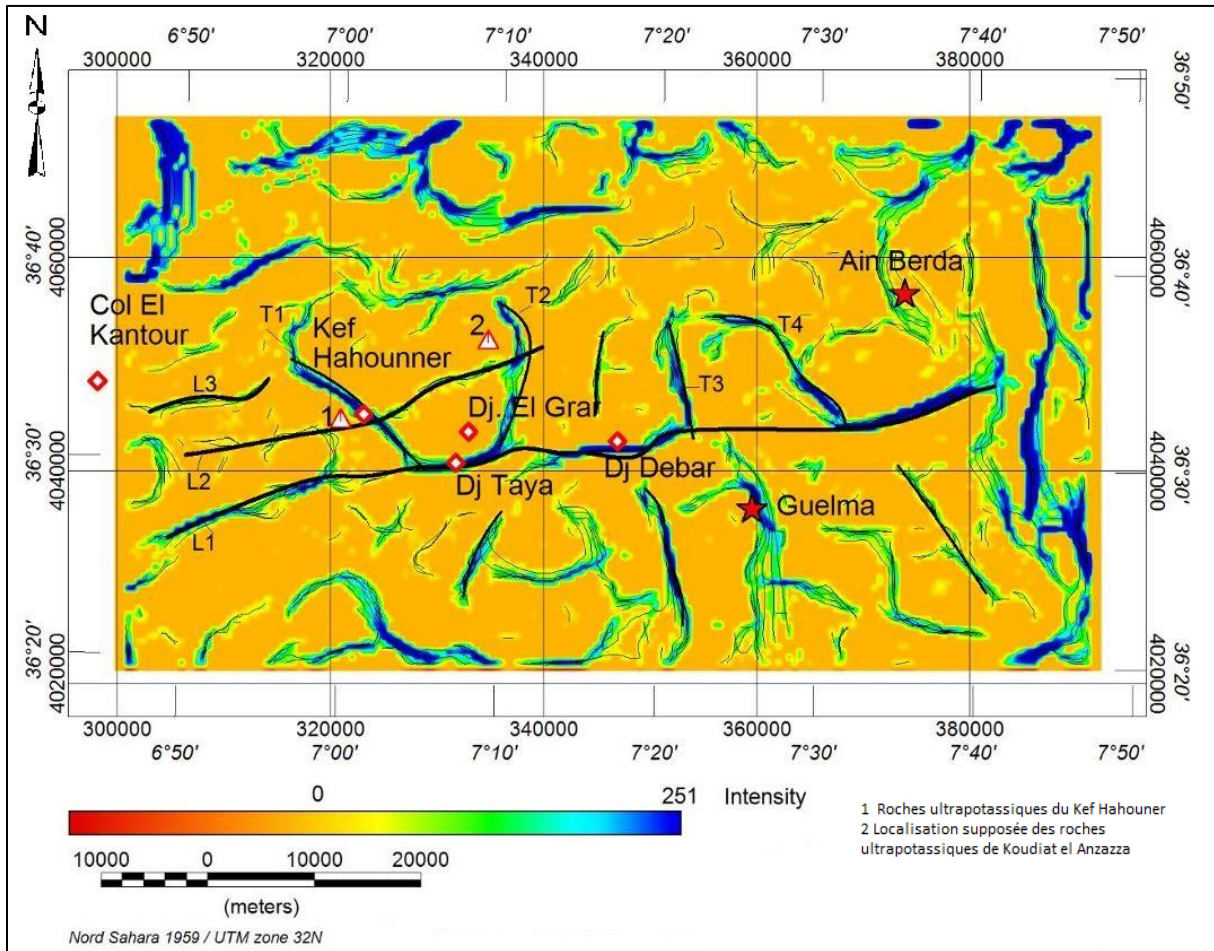


Figure III.21. Carte de distribution des « worms » de la zone Kef Hahouner-Guelma.

d.5. Interprétation géologique des linéaments détectés

-Les linéaments T1 et T2 ainsi que T3 et T4 peuvent en fait représenter les contours de grandes structures de formes ovales en profondeur.

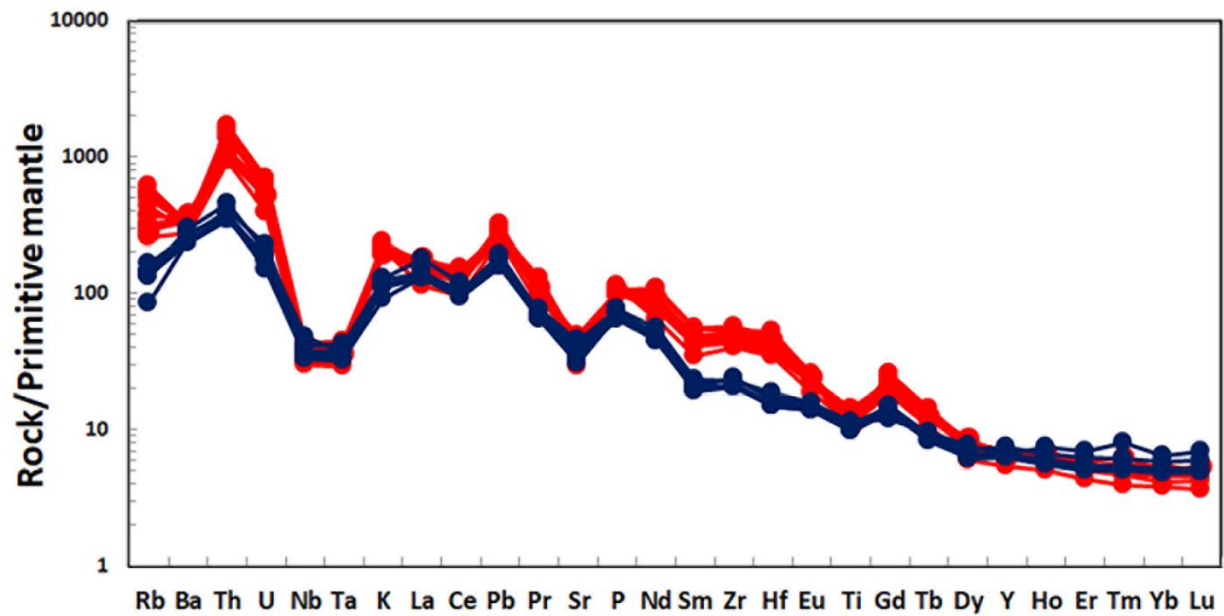
-Les roches volcaniques du Kef Hahouner et celles supposées de Koudiat el Anzazza semblent s'être mises en place le long du linéament L2. Le linéament L2 semble correspondre à l'accident de Sidi Rachedi, défini par J.M. Vila (Fig. 177, p. 478 ; 1980). Il indique que cet accident a effondré tout le compartiment septentrional et a été emprunté par des montées éruptives (roches ultrapotassiques de Koudiat el Anzazza). Cependant, l'extension de cet accident ne semble pas être aussi importante que celle représentée sur la carte de J.M. Vila (Fig. I.8).

- Même si la signification des linéaments T1 et T2 n'est pas bien comprise, il semblerait que les 2 montées volcaniques (Kef Hahouner et Koudiat el Anzazza) soient localisées près de l'intersection entre les linéaments L2 et T1 et T2, respectivement (Fig. III.21).

-Comme c'est le cas pour les grands accidents tectoniques, celui du Kef Hahouner – Djebel Debbagh semble être constitué d'un couloir de failles parallèles et non pas d'une seule faille. La figure III.21. montre l'existence d'au moins trois failles parallèles, l'une principale L1, et deux autres L2 et L3 parallèle à L1.

CHAPITRE IV

Etude pétrographique, minéralogique et géochimique des roches volcaniques du Kef Hahouner



IV.1. Introduction

Les roches volcaniques ultrapotassiques et shoshonitiques du Kef Hahouner ont fait l'objet d'une étude préliminaire par M. Y. Laghouag dans le cadre de son mémoire de Magister (Laghouag, 2014). Cette étude a porté sur des échantillons prélevés dans la coupe contenant les coulées volcaniques. Une étude pétrographique et minéralogique a été réalisée sur ces échantillons. Trois d'entre eux ont fait l'objet d'analyses géochimiques en éléments majeurs et traces. Parmi les recommandations de cette étude, et afin de résoudre le problème de l'origine des roches lamproïtiques et shoshonitiques du Kef Hahouner, il est nécessaire de réaliser des études géochimiques et isotopiques sur un grand nombre d'échantillons du massif, et d'étendre cette étude aux lamproïtoïdes de Koudiat el Anzazza. Ces recommandations ont été prises en compte dans le cadre de la présente thèse de doctorat. Ainsi, un plus grand nombre d'échantillons a été prélevé pour faire l'objet d'analyses géochimiques détaillées. Des analyses isotopiques en Sr, Nd et Pb ont été réalisées sur une sélection d'échantillons. Par ailleurs, la découverte, au cours de ce travail de thèse, de nouveaux affleurements, jamais signalés auparavant, sous forme d'intrusions volcaniques riches en xénolithes, a apporté de nouveaux éclaircissements et résultats inédits concernant ces roches. L'origine de ces roches pourra ainsi être abordée à la lumière des nouveaux résultats obtenus. La détermination de l'origine des roches volcaniques du Kef Hahouner est une opportunité unique de comprendre l'origine de l'accident du Kef Hahouner – Djebel Debbagh. C'est pour cette raison qu'une grande partie de cette thèse a été consacrée à l'étude de ces roches volcaniques uniques en Afrique du Nord et intimement liées à cet accident. Signalons également que, bien que des missions de terrain aient été menées, les roches volcaniques de Koudiat en Anzazza, étudiées par Vila et al. (1974), n'ont pas été retrouvées à l'emplacement indiqué dans l'article, malgré des recherches minutieuses.

IV.2. Echantillonnage

Une cinquantaine d'échantillons ont été systématiquement prélevés dans les roches volcaniques de la région de Kef Hahouner. Ceux-ci couvrent l'ensemble des faciès lithologiques des affleurements magmatiques : les coulées de lave et les masses volcaniques. Parmi ces roches, 23 échantillons, représentant toutes les faciès lithologiques, ont été sélectionnés pour une analyse chimique globale de la roche. Des observations pétrographiques ont été prises en compte pour sélectionner les spécimens les moins altérés. Un échantillonnage serré a été effectué le long de la

coupe qui contient les coulées volcaniques ultrapotassiques et shoshonitiques. D'autres échantillons ont été prélevés des intrusions volcaniques. La carte d'échantillonnage est indiquée dans la figure IV.1.



Figure IV.1. Photo satellite (Google Earth) du secteur d'étude (environs du Kef Hahouner) montrant les points d'échantillonnage (triangle rouge)

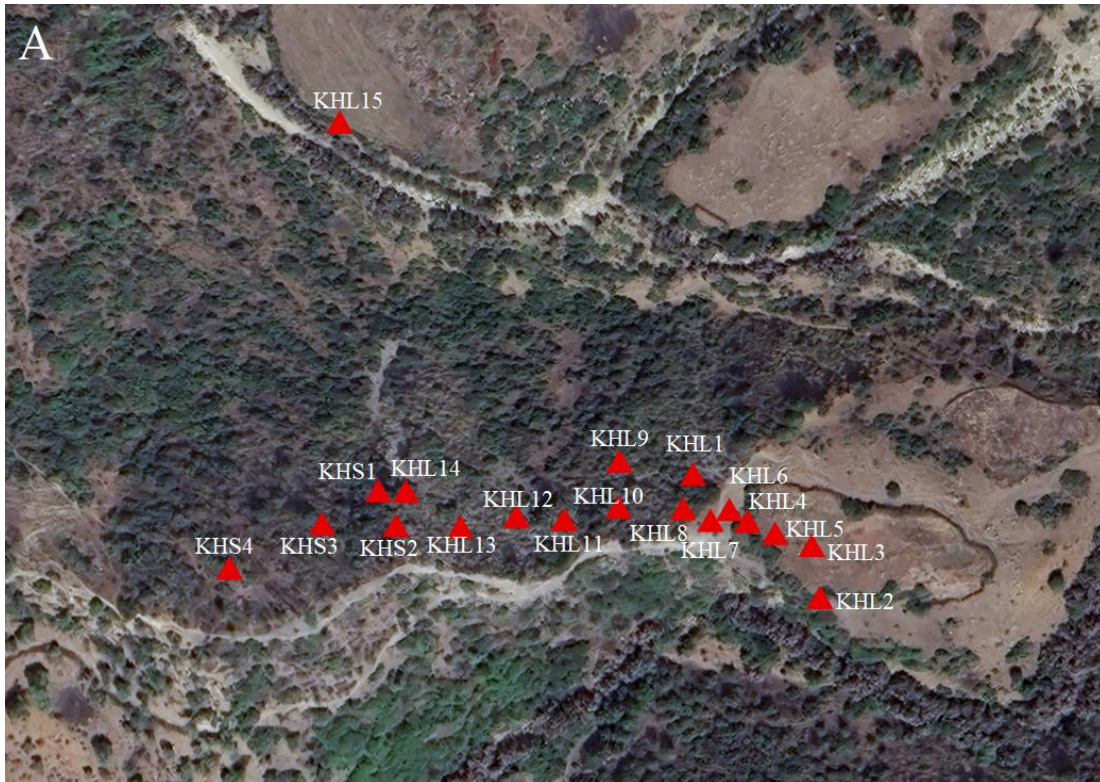


Figure IV.1. (suite) Localisation des échantillons étudiés

IV.3. Méthodologie

Les lames minces des échantillons ainsi que l'étude pétrographiques au microscope ont été réalisées à l'Institut d'Architecture et des Sciences de la Terre de l'Université Ferhat Abbas, Sétif 1.

Des images d'électrons rétrodiffusés (BSE) et des cartes chimiques des éléments par rayons X de trois sections polies représentatives (KHL1, KHS2 et KHS7) de l'ensemble du groupe rocheux ont été obtenues à l'aide d'un microscope électronique à balayage (MEB) ZEISS Supra 55 VP au laboratoire Ecce Terra (Université Paris-Sorbonne, France). Le traitement des images a été réalisé à l'aide de Photoshop® (réglages de luminosité/contraste, filtrage de lissage/amélioration) et ENVI® (analyse en composantes principales, classification minérale).

Des analyses par microsonde ont été réalisées au laboratoire Camparis à Paris, à l'aide d'une microsonde électronique Cameca SX-100 dans les conditions analytiques suivantes : courant de faisceau de 10 nA ; tension d'accélération de 15 kV ; diamètre du faisceau de 1 à 2 μm ; étalons naturels ; corrections automatiques φ - ρ -Z. Des analyses supplémentaires ont été réalisées à Geosciences Montpellier (Université de Montpellier, France) à l'aide d'une microsonde électronique Cameca SX100 dans des conditions similaires. Les points analysés et les résultats des analyses ponctuelles sont présentés dans l'Annexe 1.

Les échantillons ont été analysés pour les éléments majeurs, les éléments en traces et les terres rares à l'Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra (IACT, CSIC-UGR, Grenade, Espagne) par fluorescence X (XRF) (pour les éléments majeurs, Zr, Cr et Ni) et par ICP-MS pour les autres éléments, à l'exception des échantillons KHL1, KHL11, KHL15 et KHS-2 qui ont été analysés aux laboratoires ALS Minerals de Séville (Espagne), à l'aide des méthodes ICP-AES et ICP-MS. Les résultats des analyses géochimiques sont donnés dans le tableau IV.1.

Analyses réalisées à ALS Minerals Laboratories of Seville (Spain)

Pour les éléments majeurs, un échantillon de 0,2 g est ajouté à un fondant à base de métaborate de lithium/tétraborate de lithium, puis mélangé et fondu dans un four à 1 025 °C. La masse fondue est ensuite refroidie, puis dissoute dans un mélange d'acides nitrique, chlorhydrique et fluorhydrique. Cette solution est ensuite analysée par ICP-AES. Les résultats sont ensuite corrigés pour tenir compte des interférences spectrales entre les éléments.

Pour les éléments en traces et les terres rares, un échantillon préparé de 0,100 g est ajouté à un fondant à base de métaborate de lithium/tétraborate de lithium, puis bien mélangé et fondu dans un four à 1 025 °C. La masse fondue est ensuite refroidie et dissoute dans un mélange d'acides nitrique, chlorhydrique et fluorhydrique, puis analysée par spectrométrie de masse à plasma inductif (ICP-MS). Cette solution est ensuite analysée par spectrométrie de masse à plasma inductif (ICP-MS).

Pour déterminer la perte au feu (LOI), un échantillon de 1,0 g est placé dans un four à 1 000 °C pendant une heure, puis refroidi et pesé. Le pourcentage de LOI est déterminé à partir de la différence de poids avant et après la combustion.

Analyses réalisées à l'Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra (IACT, CSIC-UGR, Granada, Spain)

Les analyses des éléments majeurs (+ Zr, Cr et Ni) de la roche totale ont été réalisées par fluorescence X (XRF) à l'aide d'un Bruker AXS S4 Pioneer équipé de trois analyseurs (LiF200, OVO-55 et PET). Le standard BE-N a été utilisée pour le contrôle qualité du basalte.

La perte au feu (LOI) a été déterminée en faisant sécher les échantillons à 900 °C.

Les éléments traces (à l'exception du zirconium, du chrome et du nickel) ont été analysés en solution par spectrométrie de masse à plasma inductif (ICP-MS). La digestion des échantillons a été effectuée dans les locaux Cleanlab des installations Andalchron (CSIC-IACT, Grenade, Espagne). Un échantillon de poudre de 100 mg a été pesé avec précision, puis digéré dans des béchers PFA à couvercle à vis à l'aide d'un mélange de 4 ml d'acide fluorhydrique (HF) et de 1 ml d'acide nitrique (HNO₃) dans un rapport de 4:1. La digestion a eu lieu sur une plaque chauffante à 110 °C pendant trois jours, avec une agitation quotidienne par ultrasons. Après la digestion, l'échantillon a été séché dans des béchers ouverts. Le résidu séché a ensuite été traité avec 0,5 ml d'acide chlorhydrique (HCl) à 6 M pendant 12 heures à 80 °C dans des béchers scellés, puis a subi une nouvelle phase de séchage. Cette procédure a été répétée deux fois avec 1 ml d'acide nitrique concentré (HNO₃) afin d'éliminer tout fluor et chlore résiduels. Enfin, le résidu final a été dissous dans de l'acide nitrique (HNO₃) à 3 M.

Pour l'analyse instrumentale, les solutions ont été davantage diluées avec de l'acide nitrique (HNO₃) à 0,3 M afin d'obtenir un facteur de dilution compris entre 5 000 et 20 000, en fonction des caractéristiques de chaque échantillon. L'indium (In) et le bismuth (Bi), présents à

des concentrations d'environ 1 ppb, ont servi d'étalons internes. Les échantillons ont été traités par lots de 20 à 30 inconnus par les services d'analyse Andalchron (CSIC-IACT, Grenade, Espagne), à l'aide d'un spectromètre de masse par plasma à couplage inductif (ICP-MS) Thermo Finnigan iCap-QR, équipé d'un échantillonneur automatique Cetac. Les débits du nébuliseur et du gaz, la puissance du plasma et la configuration de l'interface ont été réglés avec précision. Les compositions des matériaux de référence andésite JA-3 et latite quartzeuse QLO-1, analysés comme des inconnus pendant les séries d'analyses, concordent bien avec les valeurs publiées de ces normes internationales, ce qui démontre la grande précision des analyses (base de données GeoReM ; Jochum et al., 2016).

Analyses isotopiques Sr-Nd-Pb

Les rapports isotopiques Sr, Nd et Pb ont été déterminés par spectrométrie de masse à ionisation thermique (TIMS) sur un sous-ensemble de 6 échantillons au département des sciences de la Terre de l'Università degli Studi di Firenze (DST-UniFi, Florence, Italie). Les résultats des analyses isotopiques sont présentés dans le tableau IV.2.

Les échantillons en poudre (40 à 50 mg) ont été lixiviés avec de l'acide chlorhydrique (HCl) à 1 M dans un bain à ultrasons, puis rincés plusieurs fois avec de l'eau MilliQ afin d'éliminer d'éventuelles phases secondaires susceptibles d'affecter la signature isotopique des magmas d'origine. Les échantillons ont été dissous par digestion séquentielle à l'acide fluorhydrique, à l'acide nitrique et à l'acide chlorhydrique, puis leurs fractions de strontium, de néodyme et de plomb ont été purifiées par des techniques standard de chromatographie liquide.

Les rapports isotopiques ont été déterminés par spectrométrie de masse à ionisation thermique (TIMS, Triton Plus de Thermo-Fisher Scientific). Le fractionnement massique des isotopes Sr et Nd a été corrigé de manière exponentielle avec les rapports $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0,1194$ et $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,7219$, respectivement. Les interférences du ^{87}Rb et du ^{144}Sm sur le ^{87}Sr et le ^{144}Nd , respectivement, ont été surveillées et, si nécessaire, corrigées en mesurant les intensités du ^{85}Rb et du ^{147}Sm sur des amplificateurs de 10^{13} ohms. Ces interférences se sont avérées négligeables pour tous les échantillons. Toutes les autres masses ont été mesurées sur des amplificateurs de 10^{11} ohms. Les rapports isotopiques du strontium ont été recueillis en mode multi-dynamique (par exemple, Avanzinelli et al., 2005).

Les rapports isotopiques $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ont été déterminés dans les matériaux de référence NBS 987 et NdFi, respectivement, et les résultats obtenus sont identiques aux valeurs publiées, dans la marge d'erreur (Avanzinelli et al., 2005 ; Thirlwall, 1991 ; voir le tableau IV.2). La précision et l'exactitude ont été vérifiées à nouveau en mesurant les rapports isotopiques de la norme internationale pour les roches AGV-1 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,703977 \pm 11$; $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,512780 \pm 4$), dont les valeurs sont conformes à celles publiées dans la littérature (Weis et al., 2006, tableau IV.2).

Pour la détermination des rapports isotopiques du plomb, le petit faisceau de ^{204}Pb a été collecté sur un amplificateur de 1 013 ohms, et les autres masses (^{206}Pb , ^{207}Pb et ^{208}Pb) sur des amplificateurs de 1 011 ohms. Le biais de masse instrumental a été corrigé à l'aide d'analyses répétées de la norme NIST SRM 981, ce qui a donné un facteur de fractionnement moyen de 0,13 % ($\pm 0,01$ %) par unité de masse par rapport aux valeurs de référence (Baker et al., 2004). Ce facteur a été appliqué à tous les rapports isotopiques du plomb. La précision des mesures des isotopes du plomb a été testée par des analyses répétées du matériau de référence international AGV-1 ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18,948 \pm 2$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,664 \pm 7$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38,586 \pm 17$), donnant des résultats conformes aux valeurs publiées (Weis et al., 2006).

Les rapports isotopiques Sr, Nd et Pb des échantillons de Kef Hahouner ont été recalculés à leurs valeurs initiales en utilisant les âges K-Ar de $10,9 \pm 0,5$ Ma et $9,3 \pm 0,5$ Ma, respectivement pour les trachytes potassiques et les andésites (Bellon et al., 1977). Les erreurs internes (2 s.e.) des rapports isotopiques Sr, Nd et Pb corrigés en fonction de l'âge ont été entièrement intégrées à tous les échantillons afin de prendre en compte l'incertitude sur l'âge, les rapports isotopiques et élémentaires.

Les blancs totaux de la procédure pour le Sr, le Nd et le Pb étaient respectivement inférieurs à 100 pg, à 10 pg et à 50 pg.

Toutes les données et incertitudes relatives sont présentées dans le tableau IV.2.

IV.4. Résultats

IV.4.1. Pétrographie

Les échantillons prélevés dans les différents massifs volcaniques ont été préparés pour une étude pétrographique. Ils sont répartis comme suit : le groupe A (échantillons KHL1 à KHL15) provient des coulées de lave sombres basales de l'empilement volcanique ; le groupe B1 (échantillons KHS1 à KHS4) provient des roches volcaniques massives leucocrates de la partie supérieure de l'empilement volcanique ; et le groupe B2 (échantillons KHS5 à KHS8) représente les corps subvolcaniques.

Les roches des échantillons du groupe A se localisent dans la partie inférieure des coulées de lave. L'examen des spécimens macroscopiques montre qu'il s'agit de roches massives et sombres, contenant des cristaux d'olivine verts de quelques millimètres, englobés dans une matrice à grains très fins. Elles présentent parfois des vésicules souvent remplies de calcédoine et/ou de calcite. Au microscope, les roches présentent des textures porphyriques microlithiques avec d'abondants phénocristaux d'olivine englobés dans une matrice microlithique, parfois brunâtre et vitreuse. Cette dernière est principalement composée de feldspaths et de minuscules cristaux de pyroxène (Fig. IV.2A). Les grains opaques, principalement de l'ilménite, sont les principaux minéraux accessoires visibles. L'olivine se présente sous forme de phénocristaux euédriques à subédriques d'environ 0,1 à 1,5 mm, avec diverses formes, notamment prismatiques et tabulaires. Certains phénocristaux contiennent des inclusions de spinelle chromifère et de titanomagnétite (Fig.), et certains semblent légèrement zonés en BSE avec des noyaux plus foncés et des bords plus clairs (Fig.). En général, l'olivine est généralement frais, mais lorsqu'une altération se produit, de la chlorophaeite, de la bowlingite et de l'iddingsite se développent principalement autour des limites des cristaux et le long des zones de fracture.

Le plagioclase se présente sous forme de minuscules lattes, d'une longueur supérieure à 50 μm , disséminées dans la matrice. Le clinopyroxène se présente sous forme de petits cristaux prismatiques (de 10 à 50 μm) dans la matrice. Peu abondants, ils sont généralement associés au plagioclase. Le spinelle chromifère se présente sous forme de petits cristaux arrondis de quelques μm à 30 μm . Il est généralement inclus dans les phénocristaux d'olivine. L'ilménite se présente dans la matrice sous forme de fines aiguilles dont la taille varie de quelques μm à 30 μm . La

spectrométrie à dispersion d'énergie (EDS) sur microscope électronique à balayage (MEB) indique que la matrice microlithique est composée de sanidine, de plagioclase, de clinopyroxène, de phlogopite, de spinelles chromifères et titanifères, ainsi que de chromite, d'ilménite et d'apatite (Fig. IV.3A). La sanidine, minéral omniprésent et le plus abondant dans la matrice, se présente sous forme de petits cristaux tabulaires (moins de 100 μm). Les images BSE montrent qu'elle est fortement zonée, avec un cœur très brillant par rapport aux marges du cristal.

Les roches des échantillons du groupe B1 se localisent dans la partie supérieure des coulées de lave. Il s'agit de lithologies massives, plutôt claires et riches en vésicules/amygdales. Les amygdales et vésicules ovales allongées et orientées sont souvent remplies de calcite blanchâtre. En lame mince, les roches présentent des textures porphyriques intersertales à grains moyens à fins. Les phénocristaux sont dominés par des lattes de plagioclase maclées qui sont englobées dans une matrice cristalline à grains fins composée de feldspaths, de minuscules pyroxènes prismatiques et de minéraux opaques (Fig.). Le plagioclase se présente sous forme de lattes présentant souvent des macles de l'albite et de Carlsbad. On distingue deux populations de plagioclase en fonction de leur taille : la première se présente sous forme de très petites lattes dont la longueur varie entre quelques dizaines de microns et 200 μm ; la seconde population présente des phénocristaux subédraux d'une longueur comprise entre 0,4 et 2 mm et d'une largeur pouvant atteindre 0,1 mm. En outre, des sections de plagioclase quadrangulaire zoné peuvent également apparaître sous forme de phénocristaux. Bien que certains cristaux de plagioclase soient localement orientés parallèlement à la direction de l'écoulement de la lave, ils ne présentent pas d'orientation préférentielle à grande échelle. Le clinopyroxène n'est pas abondant et se présente dans la matrice sous forme de petits cristaux prismatiques et aciculaires, d'une taille comprise entre 10 et 100 μm . Les analyses SEM-EDS montrent la présence de sanidine, de clinopyroxène, d'ilménite et d'apatite dans la matrice (Fig. IV.3B). De plus, de grands cristaux secondaires de calcite sont abondants dans ce groupe de roches. Certains d'entre eux sont associés à des phénocristaux d'olivine, tandis que d'autres remplissent des vésicules et des cavités secondaires dans la roche.

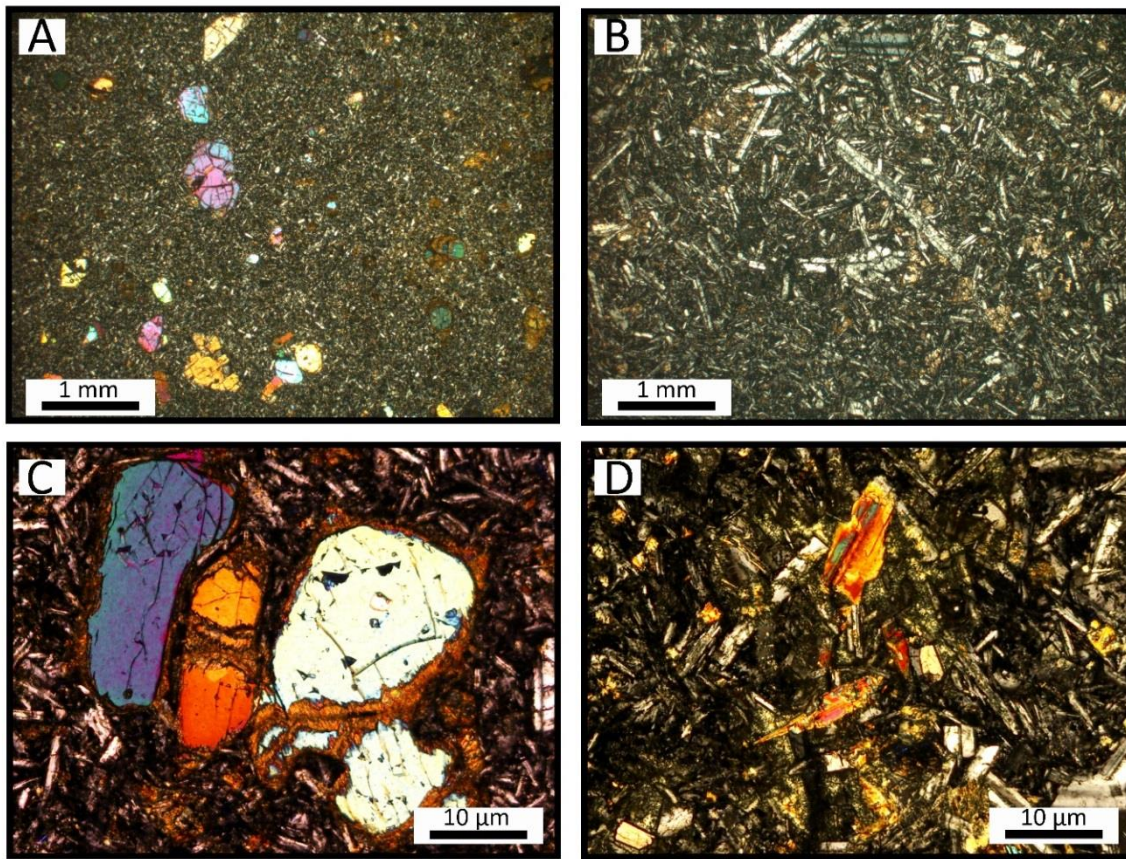


Figure IV.2. Microphotographie des trois groupes pétrographiques de roches volcaniques du Kef Hahouner (lumière polarisée analysée). A: Échantillon KHL1 (roches ultrapotassiques, Groupe A) montrant d'abondants phénocristaux d'olivine dans une matrice microlithique. B: Échantillon KHS2 (roches shoshonitiques, Groupe B1) montrant des lattes de plagioclase maclées dans une matrice microcristalline à grains fins. Échantillon C: KHS7 (roches shoshonitiques, Groupe B2) montrant des phénocristaux d'olivine dans une matrice microcristalline à grains fins riche en lattes de plagioclase. D: Échantillon KHS7 (roches shoshonitiques, Groupe B2) montrant des phénocristaux de phlogopite (au centre de l'image).

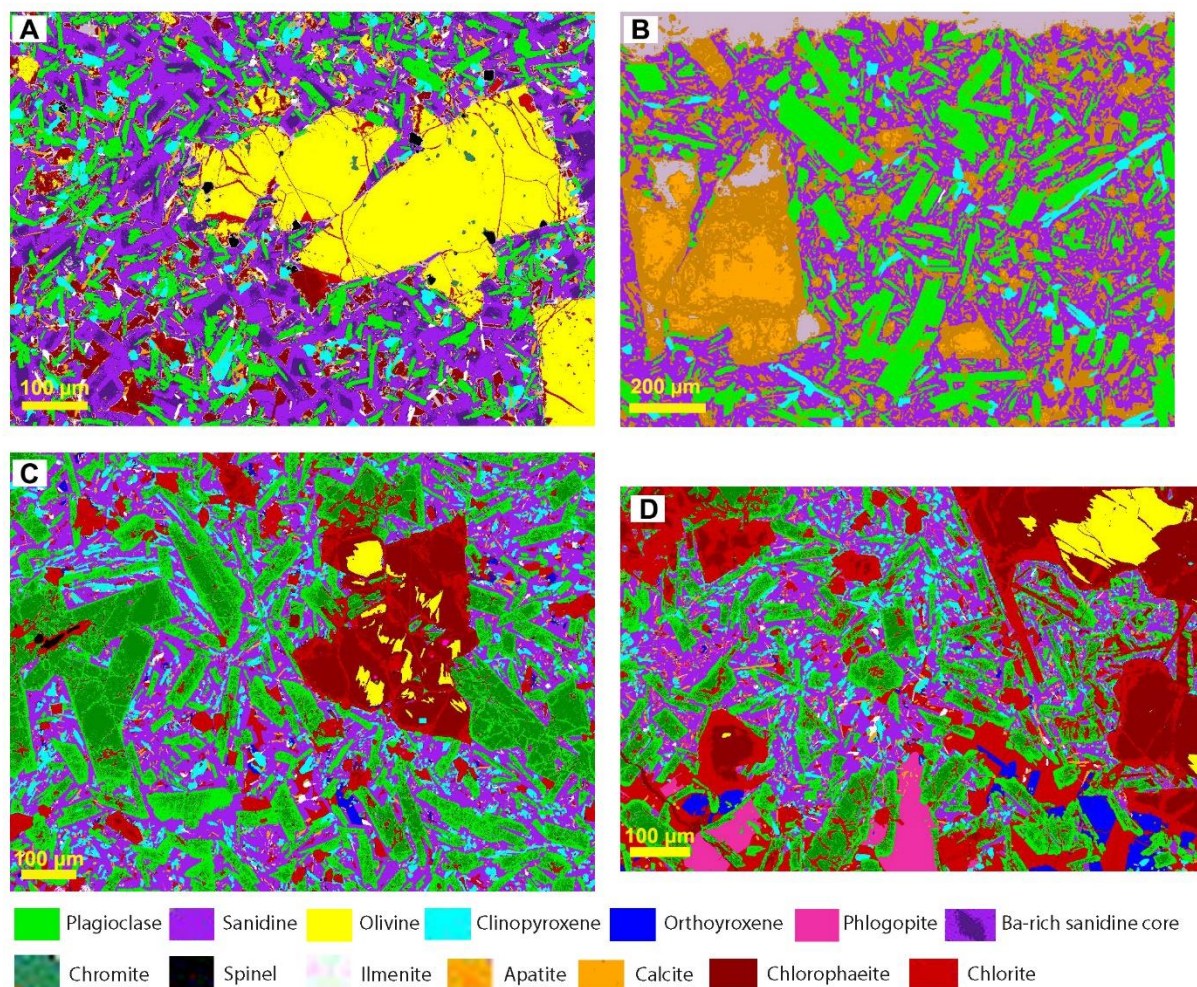


Figure IV.3. Cartes chimiques des éléments obtenues par EDS-MEB montrant les principaux minéraux des trois groupes pétrographiques. A: échantillon KHL1 (roches ultrapotassiques). B: Échantillon KHS2 (shoshonite provenant de la coulée de lave). C et D: échantillon KHS7 (shoshonite provenant des intrusions volcaniques). Les images ont été obtenues en utilisant la méthode de classification du maximum de vraisemblance, qui a été appliquée aux cartes élémentaires EDS (Figures A1-1, A1-8, A1-11 et A1-12 dans l'Annexe).

Le troisième groupe d'échantillons (groupe B2) représente les corps subvolcaniques. On observe dans ces roches des textures massives et vésiculaires, qui contiennent parfois d'abondants xénolites quartzitiques, riches en silicates d'alumine et en corindon. Au microscope, elles présentent d'abondants phénocristaux d'olivine et des lamelles de plagioclase, ainsi que de la

phlogopite, englobées dans une matrice à grains fins composée de feldspaths, de pyroxènes et de minéraux opaques (Fig. IV.3C et IV.3D). Les phénocristaux d'olivine présentent des formes similaires à celles des lithologies du groupe A, avec des cristaux millimétriques, euédriques à subédriques, tandis que le plagioclase présente des caractéristiques similaires à celles du faciès du groupe B1. Dans l'échantillon KHS7, de nombreuses lamelles de plagioclase sont fracturées, présentant une altération le long des bords et des zones de fracture. Le clinopyroxène est également rare dans ce type de roches et présente de petits cristaux prismatiques et aciculaires dont la taille varie entre 10 et 100 μm . L'orthopyroxène n'apparaît que dans ce groupe de roches et forme des cristaux tabulaires ou prismatiques euédriques pouvant atteindre 100 μm . Ce minéral, associé à la phlogopite, semble être lié aux xénolites, car il est réparti autour des xénolites quartzitiques ou dans les zones de réaction entre ces xénolites et la roche. Comme dans les lithologies du groupe A, le spinelle chromifère présente des cristaux pouvant atteindre 30 μm , mais ici, ils sont particulièrement répandus dans les phénocristaux d'olivine. Les spectres EDS montrent la présence de sanidine, de clinopyroxène, de spinelle riche en Al, de chromite, d'ilménite et d'apatite dans la matrice (Fig. IV.3C et IV.3D). Les échantillons vésiculaires contiennent de nombreux vides, partiellement remplis de minéraux secondaires contenant du Ca.

IV.4.2. Chimie minérale

Les données minéralogiques complètes, y compris les localisations de points et les résultats des analyses à la microsonde, sont fournies en Annexe.

- **Olivine**

Les phénocristaux d'olivine des roches du groupe A sont riches en magnésium et présentent une zonation systématique allant de Fo87 (dans les cœurs) à Fo72 (sur les bords) (Fig. IV.4 A et B). La teneur en Ca est très faible, avec des teneurs en larnite insignifiantes (entre 0,20 et 0,30) (Fig. IV.4A), comparables, en moyenne, à celles de l'olivine provenant d'autres lamproites méditerranéennes (Prelević et al. 2005 ; Prelević et Foley, 2007 ; Ammannati et al., 2016), mais inférieure à celle de l'olivine dans les roches ultrapotassiques sous-saturées en silice telles que les plagioclastites de la province magmatique Roman en Italie (Ammannati et al. 2016). L'olivine des roches du groupe B2 présente les mêmes caractéristiques que celles du groupe A, avec des teneurs en forstérite allant de Fo84 (dans les cœurs) à Fo74 (sur les bords) (Fig. IV.4A).

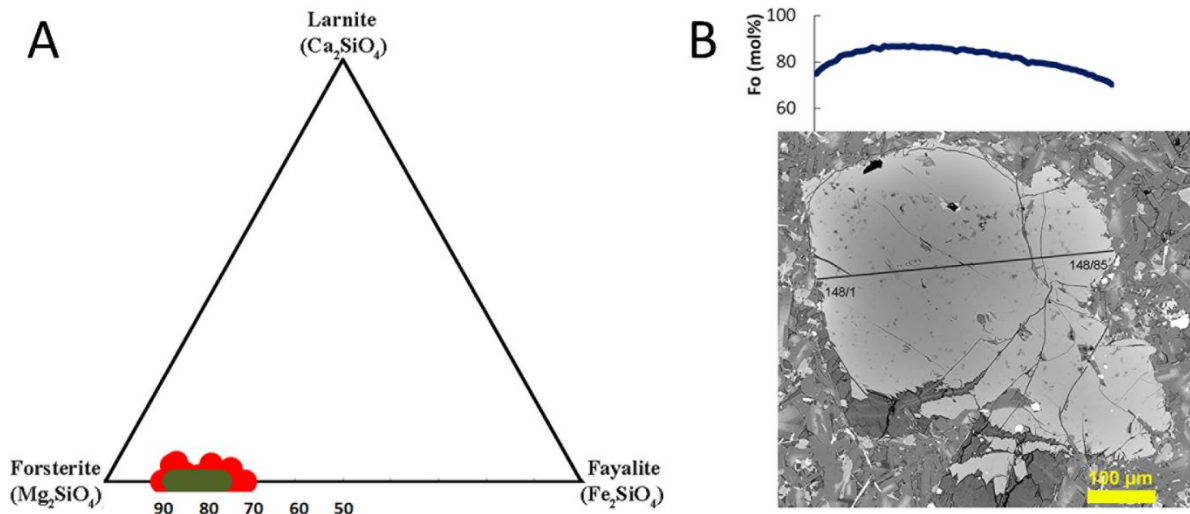


Figure IV.4. A : Composition de l'olivine dans le diagramme larnite-forstérite-fayalite. B: Teneur en forstérite (%molaire) le long d'un profil d'un grand phénocrystal d'olivine dans l'échantillon KHL1 (roche ultrapotassique). Cercles rouges : olivines des roches ultrapotassiques du Kef Hahouner; cercles verts : olivines des shoshonites du Kef Hahouner (intrusions volcaniques).

- **Clinopyroxène**

Le clinopyroxène présent dans les roches du groupe A est principalement constitué d'augite magnésienne à diopside avec un Mg# ($100 \times \text{Mg} / (\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$) variant entre 77 et 85, et une composition moyenne de $\text{Wo}_{43}\text{En}_{46}\text{Fs}_{11}$ (Fig. IV.5). Il se caractérise également par une teneur élevée en Al_2O_3 (2 à 3,81 % en poids) et une faible teneur en Na_2O (~0,20 % en poids). D'autre part, les clinopyroxènes des roches du groupe B1 présentent une composition diopsidique (moyenne : $\text{Wo}_{45}\text{En}_{42}\text{Fs}_{14}$) (Fig. IV.5) avec un Mg# compris entre 70 et 81. Comme ceux du groupe A, ils présentent une teneur élevée en Al_2O_3 (3,43 à 3,97 % en poids), une teneur élevée en TiO_2 (~2,63 % en poids) et une faible teneur en Na_2O (~0,43 % en poids). Les clinopyroxènes des roches du groupe B2 correspondent à de l'augite ferrifère subcalcique (composition moyenne de $\text{Wo}_{36}\text{En}_{22}\text{Fs}_{40}$) (Fig. IV.5), avec des valeurs Mg# inférieures à celles des groupes A et B1, variant entre 52 et 68.

- **Orthopyroxène**

L'orthopyroxène est homogène dans sa composition et est principalement constitué d'enstatite, avec une teneur en CaO comprise entre 1,15 et 2,55 % en poids, et un Mg# variant entre 57,5 et 61,8. Il présente une composition chimique moyenne de $En_{56,5}Fs_{39,9}Wo_{3,6}$ (Fig. IV.5). Ce minéral ne semble pas être en équilibre avec le magma hôte, car il n'est généralement jamais trouvé en équilibre avec l'olivine dans les roches alcalines, qu'elles soient potassiques ou sodiques. De plus, comme mentionné ci-dessus, il est systématiquement trouvé autour des xénolites ou dans les zones de réaction entre ces xénolites et la roche.

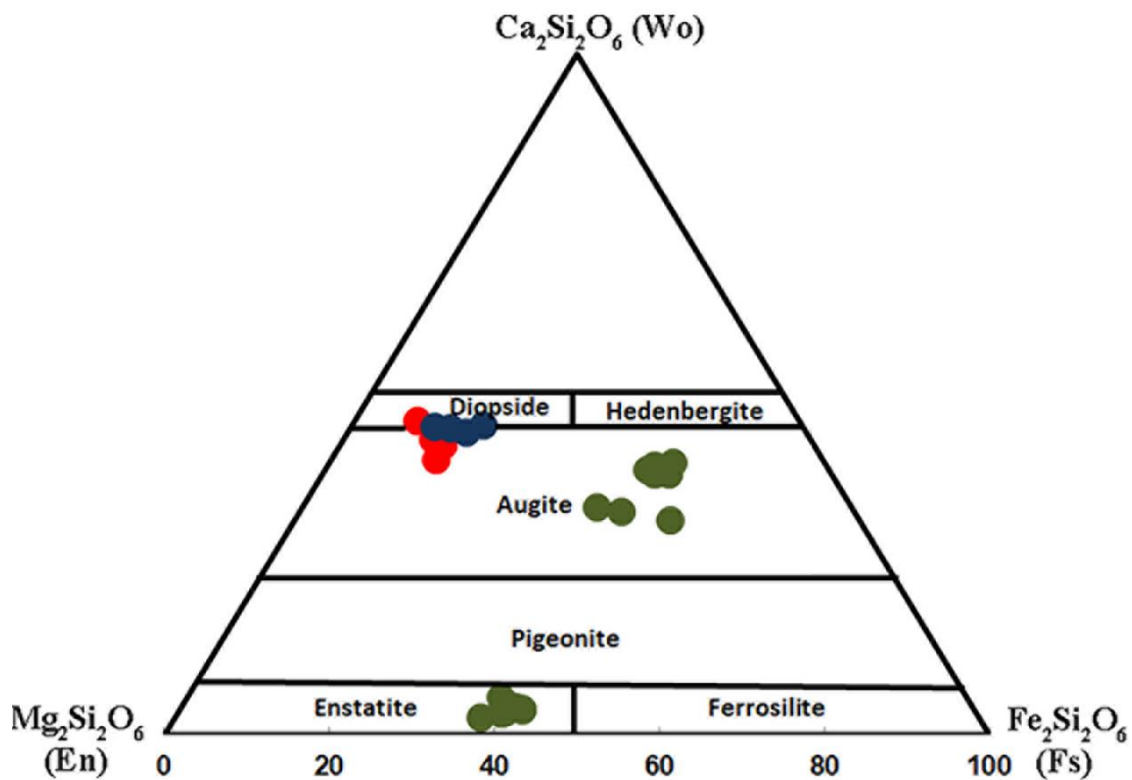


Figure IV.5. Composition des pyroxènes dans le diagramme Wo-En-Fs d'après Morimoto et al. (1988). Cercles rouges : pyroxènes des roches ultrapotassiques du Kef Hahouner; cercles bleus : pyroxènes des shoshonites du Kef Hahouner (affleurement de coulée de lave); cercles verts : pyroxènes shoshonites du Kef Hahouner (affleurement de dôme volcanique).

- **Feldspath alcalin**

Le feldspath alcalin (sanidine) est le minéral le plus abondant dans la matrice des roches des trois groupes. Dans les roches du groupe A, il présente une teneur en K modérée à élevée (entre Or₅₆ et Or₇₉). Les lamelles de sanidine sont généralement zonées, avec une augmentation de la teneur en K du centre vers la périphérie. Cette zonation est très probablement liée à la présence de quantités variables de Ba sous forme de celsiane (BaAl₂Si₂O₈), car le centre de certains cristaux de sanidine présente une composition de An₀₆Ab₂₉Or₅₇Cl_{s08}. Les profils de zonation du BaO du centre vers la périphérie montrent une diminution significative de la teneur en BaO (Fig. IV.6), le Ba étant presque absent dans les périphéries, ce qui donne un centre clair contrastant avec les périphéries sombres du cristal, comme le montrent les images BSE (Fig. IV.6). La teneur en anorthite est généralement inférieure à 10 mol %, le centre vers la périphérie présentant une diminution marquée de la teneur en anorthite, ce qui indique une corrélation directe entre le CaO et le BaO du centre vers la périphérie dans les cristaux de sanidine. D'autre part, la teneur en Na₂O est presque constante (Ab₂₀₋₃₀), tandis que le FeO et le TiO₂ présentent des concentrations très faibles (souvent inférieures à 0,5 %).

Dans les roches du groupe B1, la teneur en minéraux feldspathiques potassiques est inférieure à celle du groupe A. Cependant, les feldspaths sodiques (albite) deviennent prédominants. Dans ces roches, les feldspaths présentent une composition moyenne de An₁₀Ab₅₀Or₄₀ (sur la base d'une analyse de quatre points). Les feldspaths alcalins de ce groupe sont donc plus sodiques que potassiques. De plus, les images BSE des cristaux de feldspath alcalin du groupe B1 montrent un noyau plus clair et un bord plus foncé, là encore en raison de la présence de baryum, où la composition chimique du noyau clair présente une teneur en celsiane comprise entre 4 et 6 % en moles.

Les feldspaths alcalins du groupe B2 se caractérisent par une composition moyenne de An₀₃Ab₄₀Or₅₆Cl_{s01}.

- **Plagioclase :**

La composition des plagioclases dans le faciès du groupe A est très variée, et la teneur en Or atteint 30 %. Cette variabilité est principalement due à des mélanges avec des feldspaths alcalins riches en Ba. Lorsque le plagioclase est pur, sa composition moyenne varie entre An₅₀ et An₆₅, ce qui correspond au domaine du Labrador.

Dans les roches du groupe B1, les traversées compositionnelles d'un cristal de plagioclase (points 134/1 à 134/18) montrent une diminution marquée de l'anorthite et une augmentation des teneurs en albite et en feldspath potassique aux bords. Au centre, le plagioclase est assez homogène, avec des teneurs en anorthite variant entre An_{60} et An_{70} . Les autres minéraux de plagioclases (points 17 à 22) présentent des teneurs en anorthite similaires (60 à 70 %). Dans l'ensemble, la composition moyenne des plagioclases analysés est de $An_{65}Ab_{32}Or_3$, ce qui correspond à la composition du Labrador. La même composition moyenne ($An_{63}Ab_{34}Or_3$) est observée dans le plagioclase des lithologies du groupe B2.

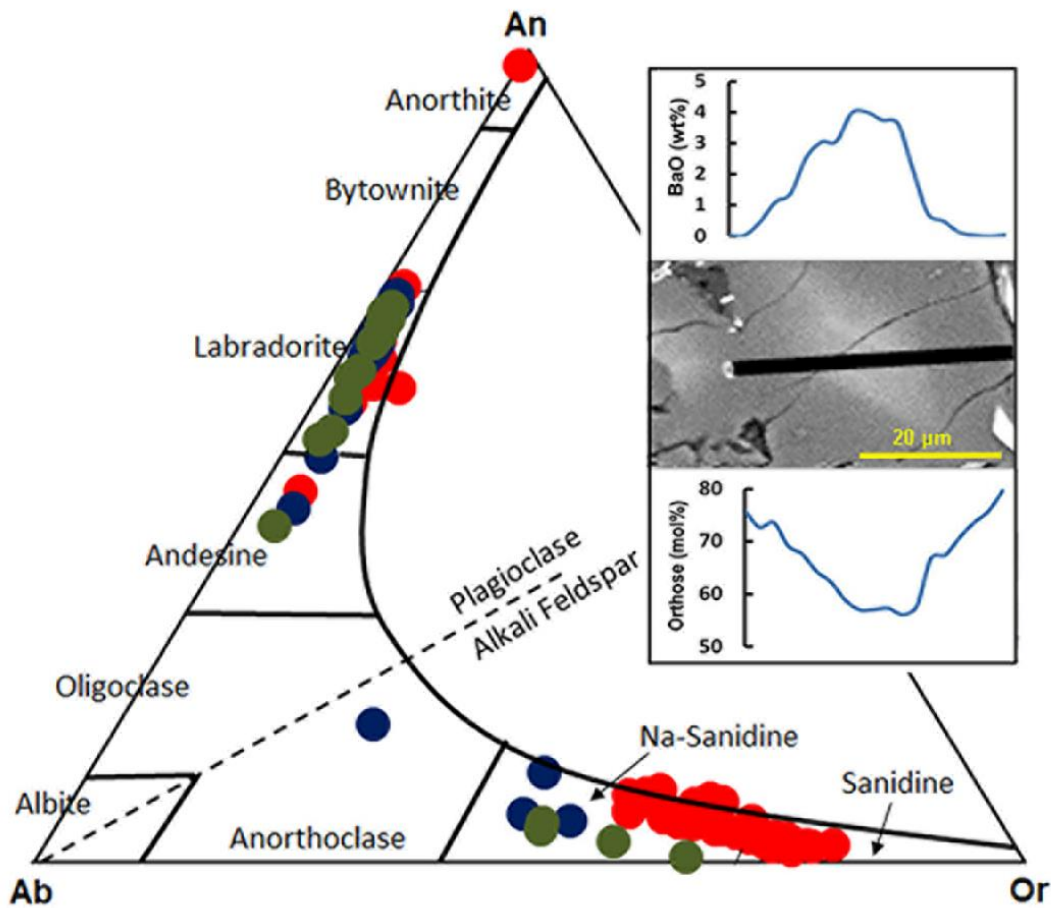


Figure IV.6. Composition des feldspaths dans le diagramme An-Ab-Or ternaire. Le rectangle montre la variation des teneurs en BaO et en orthose le long d'un profil d'une latte de sanidine dans l'échantillon KHL1 (roche ultrapotassique). Même légende que la figure IV.5.

- **Spinelles chromifère**

Le spinelle chromifère présent dans les roches du groupe A est légèrement riche en Ti et Fe^{2+} , affichant des rapports X_{Cr} ($\text{Cr} / (\text{Cr} + \text{Al})$) et $X_{\text{Fe}^{2+}}$ ($\text{Fe}^{2+} / (\text{Fe}^{2+} + \text{Mg})$) élevés, variant respectivement entre 0,69 et 0,75, et entre 0,70 et 0,91. La projection ternaire (Al–Cr– Fe^{3+} ; Fig. IV.7) montre une évolution claire des spinelles riches en Cr vers ceux riches en Fe-Ti, qui est directement corrélée à la position par rapport aux phénocristaux d'olivine (Fig. IV.7). D'après leur composition chimique, les spinelles présentent une composition de chromite ($\text{Spl}_{23}\text{Chr}_{52}\text{Mag}_{11}\text{Usp}_{05}$) au cœur des cristaux d'olivine, de ferritchromite ($\text{Spl}_{12}\text{Chr}_{25}\text{Mag}_{25}\text{Usp}_{26}$) légèrement éloignée du cœur, et de magnétite chromifère riche en Ti ($\text{Spl}_{06}\text{Chr}_{08}\text{Mag}_{37}\text{Usp}_{35}$) à la périphérie et à l'extérieur des cristaux d'olivine.

Dans les roches du groupe B2, les inclusions de chromite sont riches en Al ($\text{Spl}_{48}\text{Chr}_{46}$) avec des teneurs relativement élevées en X_{Cr} et $X_{\text{Fe}^{2+}}$ variant respectivement entre 0,42 et 0,50, et entre 0,57 et 0,59. D'après leur composition chimique, elles se situent à la limite entre l'alumine-chromite et la picotite sur le diagramme Al–Cr– Fe^{3+} (Fig. IV.7). Le spinelle alumineux (spinelles s.s.) est également présent dans ce groupe, où il affiche jusqu'à 64 % en poids d' Al_2O_3 avec des valeurs $X_{\text{Fe}^{2+}}$ variant entre 0,26 et 0,29.

- **Ilmenite**

L'ilmenite présente une composition homogène dans les roches des groupes A et B2. Les teneurs moyennes en FeO et TiO_2 dans les roches du groupe A sont respectivement de 46,81 % et 43,08 % en poids. Dans l'échantillon KHS7 (groupe B2), l'ilménite contient en moyenne 48,08 % en poids de TiO_2 et 45,41 % en poids de FeO. La teneur en Cr_2O_3 est extrêmement faible dans les deux groupes.

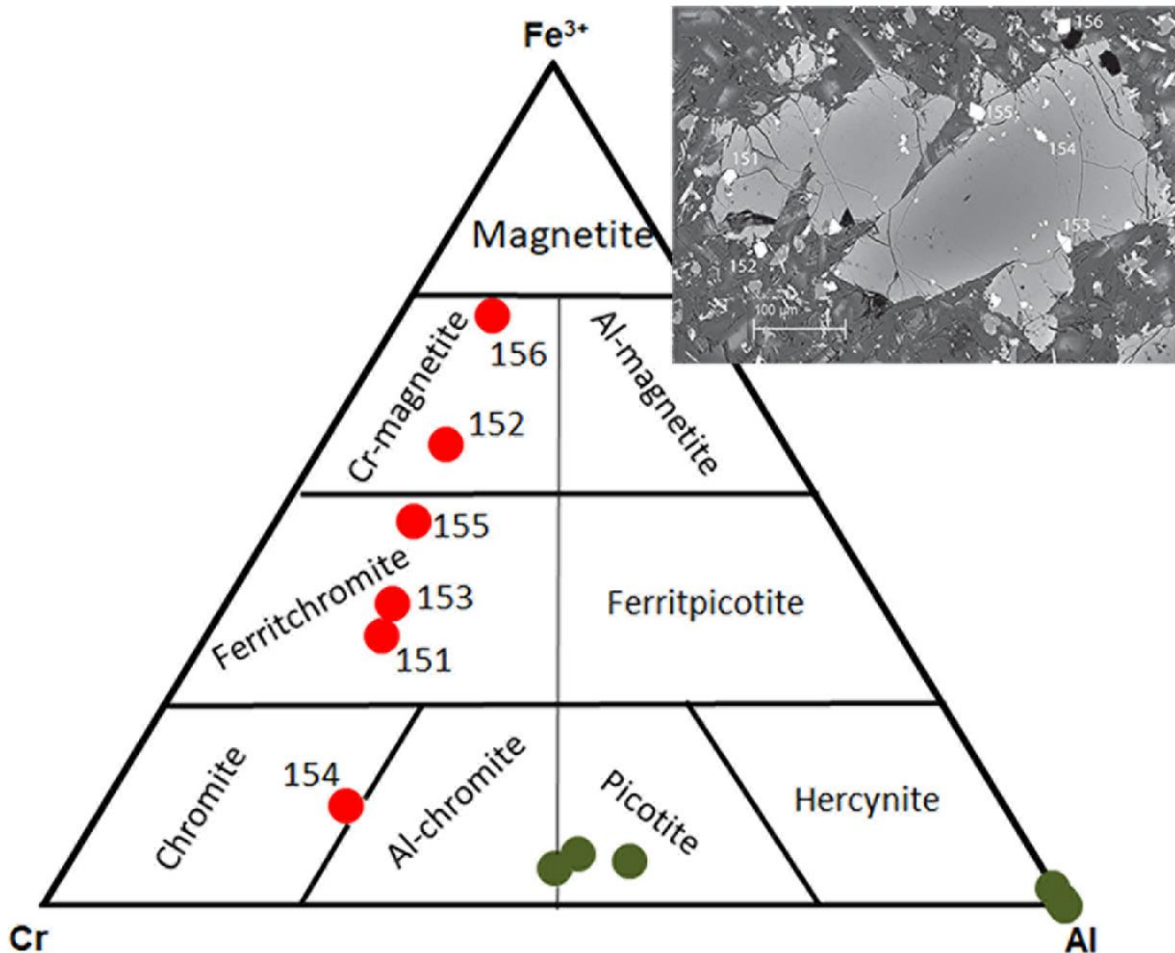


Figure IV.7. Composition des spinelles. Le rectangle montre une image BSE d'un phénocristal d'olivine dans l'échantillon KHL1 (roche ultrapotassique) et l'emplacement des inclusions de spinelle analysées. Même légende que la figure IV.5.

- **Phlogopite**

La phlogopite, qui se présente sous forme minuscules dans la matrice des roches du groupe A, présente une faible teneur en Ti ($1,06 < \text{TiO}_2 < 2,10$ % en poids), mais un Mg# élevé (entre 81 et 87) (Fig. IV.8). Elle présente également une teneur élevée en fluor ($5,18 < \text{F} < 6,75$ % en poids), tandis que la teneur en Al_2O_3 varie de 8,94 à 12,68 % en poids. La composition de la phlogopite des roches du groupe A est en moyenne $(\text{K}_{1,59}\text{Na}_{0,21})(\text{Mg}_{4,37}\text{Fe}_{0,68}\text{Ti}_{0,19})(\text{Si}_{6,53}\text{Al}_{1,72})\text{O}_{20}(\text{OH}_{1,18}\text{F}_{2,74}\text{Cl}_{0,08})$. Dans les roches du groupe B2, la phlogopite se présente sous forme de phénocristaux montrant une teneur en Ti assez élevée ($3,13 < \text{TiO}_2 < 4,70$ % en poids) par

rapport à la phlogopite des roches du groupe A. $X_{Fe^{2+}}$ varie entre 0,21 et 0,18 et la teneur en Al_2O_3 est d'environ 11 % en poids (Fig. IV.8). La composition de la phlogopite des roches du groupe B2 est en moyenne $(K_{1,64}Na_{0,21})(Mg_{4,33}Fe_{0,98}Ti_{0,44})(Si_6Al_{1,9})O_2O(OH_{3,37}F_{0,57}Cl_{0,06})$. Aucune zonation n'est observée dans presque tous les minéraux analysés.

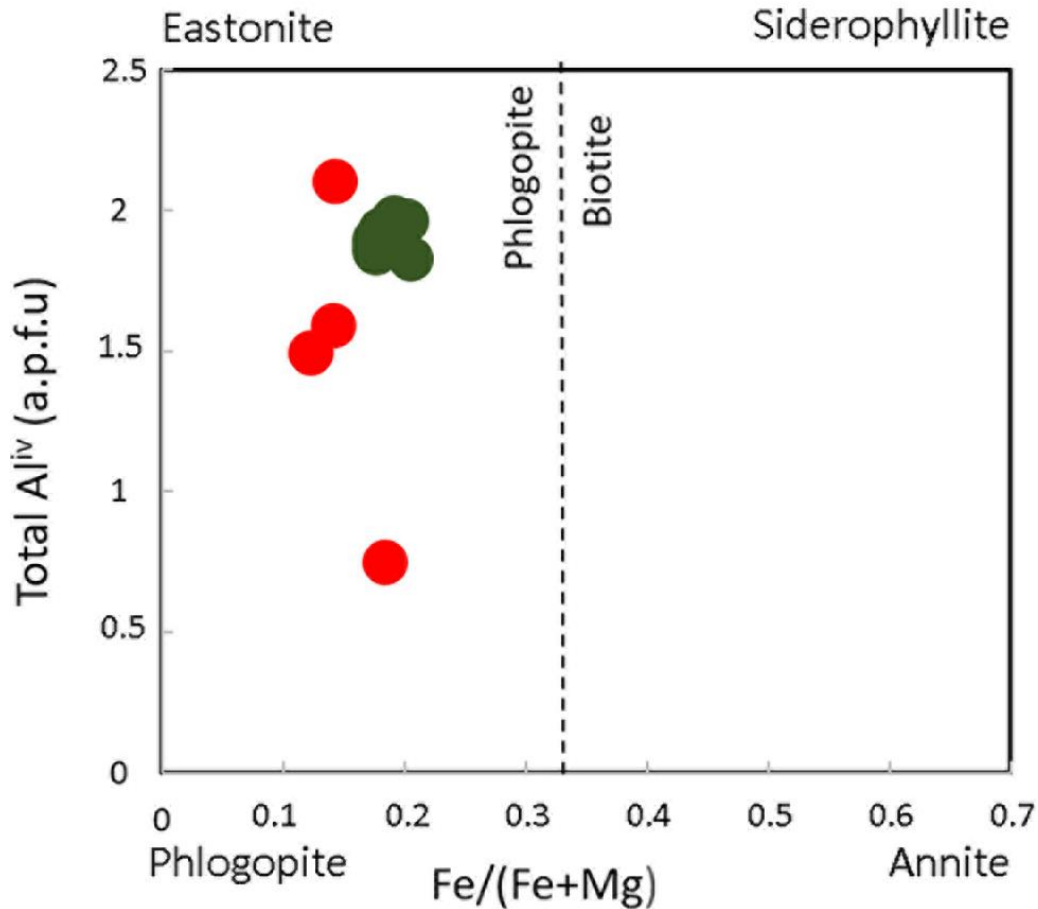


Figure IV.8. Compositions de biotite projetées sur le diagramme phlogopite-annite-sidérophyllite-eastonite. Toutes les biotites analysées se situent dans le domaine de la phlogopite.

Même légende que la figure IV.5.

- **Apatite :**

L'apatite présente dans les trois groupes de roches se présente sous forme de minuscules cristaux aciculaires dont la taille varie de quelques μm à 90 μm , disséminés dans la matrice.

L'analyse d'un grain d'apatite provenant de l'échantillon KHL1 (roches du groupe A) révèle une composition en fluorapatite (4,52 % en poids de F), avec une faible teneur en Cl (0,40 % en poids de Cl) et des concentrations relativement élevées en BaO (0,05 % en poids). L'apatite de l'échantillon KHS7 (roches du groupe B2) présente également une composition en fluoroapatite.

- **Minéraux d'altération**

La plupart des minéraux secondaires sont le résultat de l'altération de l'olivine. La composition chimique de ces produits d'altération ne correspond pas à celle des minéraux d'altération courants de l'olivine, à savoir la serpentine, la chlorite et l'iddingsite. Les produits d'altération des olivines dans les échantillons KHL1 et KHS7 présentent une composition assez similaire à celle de la chlorophaeite, selon les travaux de Delvigne et al. (1979) et Hekinian (1982) (voir tableau A1-12 dans l'Annexe).

La chlorite est également présente dans l'échantillon KHS7 (roches du groupe B2), où elle semble s'être formée au détriment de l'orthopyroxène et du spinelle. Elle est également présente le long des fractures des phénocristaux d'olivine et de plagioclase et entoure la chlorophaeite. La composition chimique des chlorites est assez homogène, avec un $X_{\text{Fe}^{2+}}$ variant entre 0,26 et 0,33.

- **Calcite**

La calcite secondaire est un minéral courant dans les roches du groupe B1 (par exemple, échantillon KHS2). Elle se présente sous forme de cavités remplissant de grandes zones ou de petits cristaux disséminés remplaçant les minéraux ferromagnétiques. La teneur en CaO de la calcite varie entre 55,06 et 58,96 % en poids, sans zonation chimique du centre vers les bords.

Dans les roches du groupe B2, les carbonates forment des agrégats arrondis et confus entourés d'un bord brunâtre. Le calcul de la formule structurale en tant que carbonate, avec une estimation du CO₂ par stœchiométrie, donne un total anormalement élevé d'environ 110 % en poids. Cela indique que ces agrégats ne sont plus des carbonates et ont probablement subi une décarbonatation lorsqu'ils ont été pris dans la lave. D'autre part, si la formule structurale est calculée comme des hydroxydes (portlandite, brucite, etc.), le poids total devient trop faible, ce qui suggère que la décarbonatation n'était pas complète. Les carbonates des roches du groupe B2

sont donc probablement des xénolites qui ont subi une cuisson partielle dans la lave à des températures comprises entre 600 et 800 °C (Heap et al., 2013).

- **Verre interstitiel**

Le verre interstitiel est présent dans l'échantillon KHL1 (roches du groupe A), où il apparaît sous forme de zones brunâtres dans la matrice. Sa composition varie de felsique avec des teneurs modérées en Mg et Fe (point 66/1 : SiO₂ = 76,6 % en poids, MgO = 6,08 % en poids et FeO = 6,07 % en poids) à felsique avec des teneurs modérées en Al et K (point 63/1 : SiO₂ = 81,77 % en poids, Al₂O₃ = 8,64 % en poids et K₂O = 4,92 % en poids), à presque de la silice pure (point 64/1 : SiO₂ = 93,69 % en poids).

- **Xénolites :**

Les roches du groupe B2 contiennent d'abondants xénolites quartzitiques et des enclaves d'agrégats minéraux alumineux et aluminosilicatés. Les enclaves alumineuses contiennent des aiguilles de corindon associées à du spinelle, du silicate d'alumine (point 92/1 : Si_{10,995}Al_{2,006}O₅) et sont entourées d'une matrice zonée de bordure.

IV.4.3. Géochimie des éléments majeurs et traces, classification des roches

Les résultats des analyses en éléments majeurs et traces des roches volcaniques de Kef Hahouner sont donnés dans le tableau IV.1.

Les échantillons les moins altérés des roches volcaniques des groupes A, B1 et B2 présentent une gamme très restreinte de compositions en éléments majeurs (groupe A : SiO₂ 53,3-53,8 % en poids, Al₂O₃ 14,3-14,5 % en poids, FeO_t 6,16-6,41 % en poids, MgO 7,39-8,64 % en poids, CaO 5,46-6,66 % en poids, Na₂O 1,80-1,99 % en poids, K₂O 4,78-5,06 % en poids ; et groupes B1 et B2 : SiO₂ 50,9-51,5 % en poids, Al₂O₃ 17,5-17,9 % en poids, FeO_t 6,22-6,68 % en poids, MgO 6,25-6,51 % en poids, CaO 6,79-6,80 % en poids, Na₂O 3,07-3,30 % en poids, K₂O 2,69-2,72 % en poids). Les échantillons du groupe A se caractérisent par une teneur élevée en MgO, K₂O, P₂O₅, Zr, Hf, LREE, Th et U et une faible teneur en Al₂O₃, CaO et Na₂O par rapport aux échantillons des groupes B1 et B2. Ils présentent également un Mg# élevé (70 à 72), ainsi que des teneurs élevées en Ni (moyenne de 173 µg.g⁻¹ [ppm]) et en Cr (moyenne de 392 µg.g⁻¹). En revanche, les roches des groupes B1 et B2 ont des teneurs plus faibles en Mg# (66), Ni (moyenne de 143 µg.g⁻¹) et Cr (moyenne de 133 µg.g⁻¹).

Sur le diagramme TAS (Total Alkali versus Silica) (Fig. IV.9 ; Le Bas et al., 1986), les roches volcaniques de Kef Hahouner se projettent dans les domaines de trachy-andésite basaltique (shoshonite) et trachy-basalte (trachy-basalte potassique). Cependant, sur le diagramme Nb/Y vs. Zr/Ti de Pearce (1996) (Fig. IV.10), ils se situent dans le champ des trachy-andésites. La dispersion observée des échantillons sur le diagramme de TAS est très probablement due à l'apport de silice secondaire observé dans les vésicules des roches (voir la section Pétrographie).

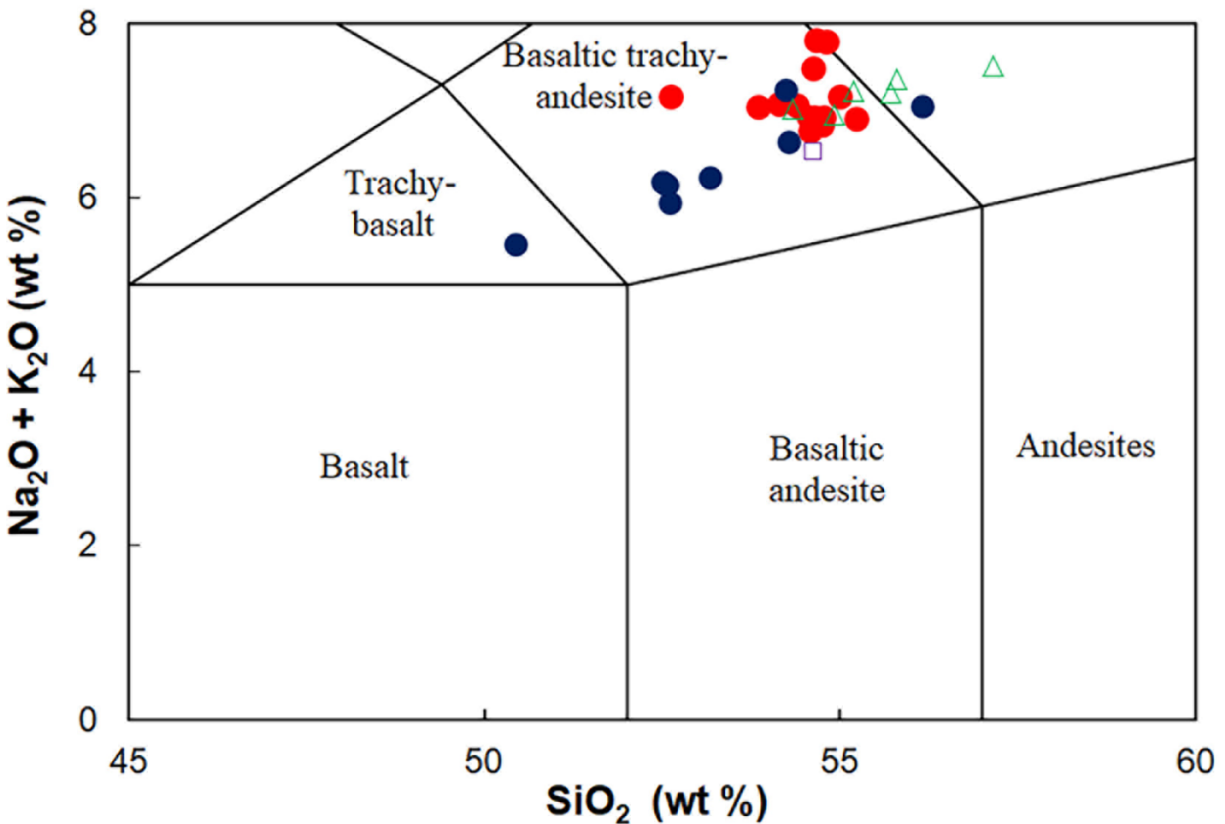


Figure IV.9. Classification des roches ultrapotassiques et des shoshonites du Kef Hahouner sur le diagramme alcalin-silice totale (TAS) de Le Bas et al. (1986). Cercles rouges pleins : roches lamproitiques du Kef Hahouner (cette étude); cercles bleus pleins : shoshonites du Kef Hahouner (cette étude); triangles verts ouverts : roches du Kef Hahouner (Lustrino et al., 2016); carré violet ouvert: rocher de Kef Hahouner (Kaminsky et al., 1993); diamants noirs ouverts: roches lamproitiques de Koudiat el Anzazza (Vila et al., 1974).

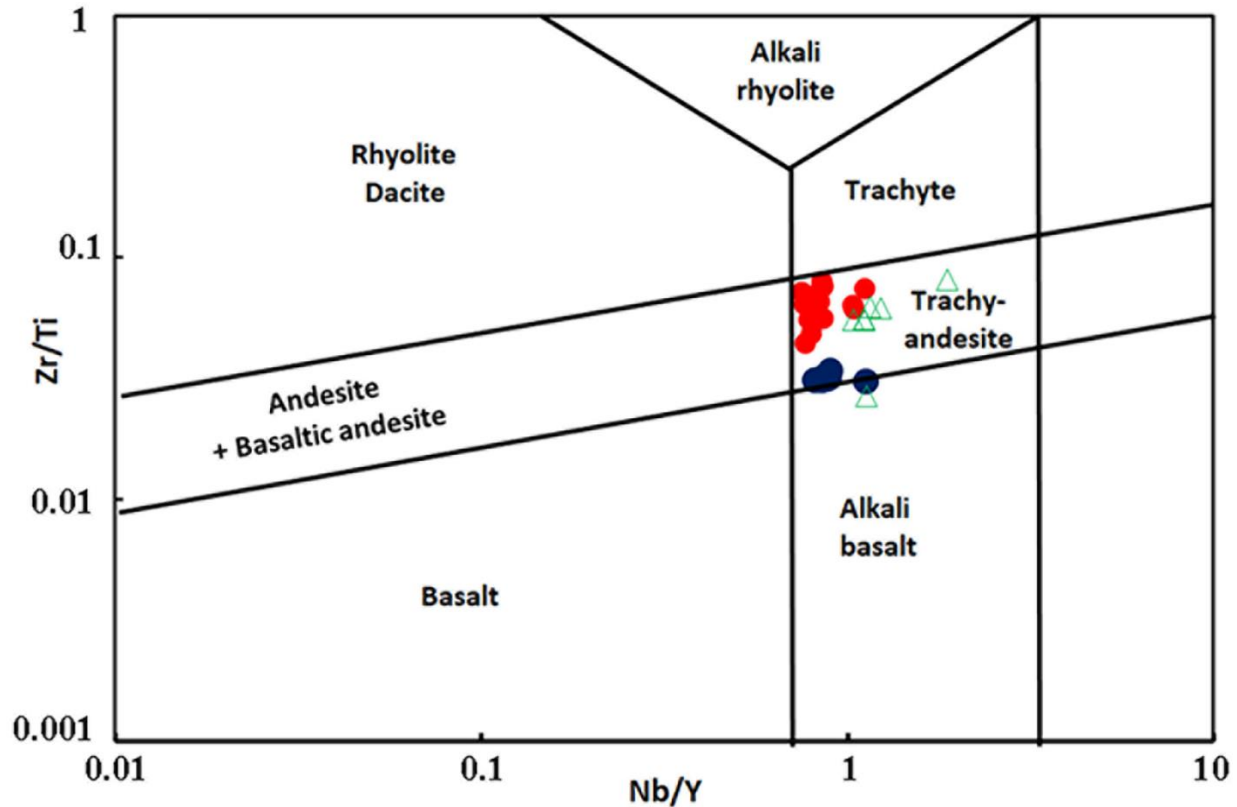


Figure IV.10. Classification des roches ultrapotassiques et des shoshonites du Kef Hahouner sur le diagramme Zr/Ti contre Nb/Y (Pearce, 1996). Même légende que la figure IV.9.

Sur le diagramme SiO_2 vs. K_2O de Peccerillo et Taylor (1976), les échantillons analysés montrent deux groupes dans le domaine des shoshonites (Fig. IV.11). Le groupe 1, correspondant aux échantillons KHL1 à KHL15 des roches du groupe A, est classé comme fortement shoshonitique (ultrapotassique) et le groupe 2, correspondant aux échantillons KHS1 à KHS8 des roches des groupes B1 et B2, contient les roches les moins shoshonitiques. Sur le diagramme Na_2O vs. K_2O (Fig. IV.12), le groupe A est classé comme ultra-potassique, alors que les échantillons des groupes B1 et B2 se situent dans le domaine des roches shoshonitiques. Le caractère ultrapotassique des roches du groupe A est également indiqué par leurs teneurs en $\text{K}_2\text{O} > 3\%$ en poids et $\text{MgO} > 3\%$ en poids, ainsi que le rapport $\text{K}_2\text{O} / \text{Na}_2\text{O} > 2$ (Fig. IV.12). Les groupes B1 et B2 montrent à la place un $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ inférieur (Fig. IV.12) révélant une affinité shoshonitique (Foley et al., 1987). Le groupe A a des rapports moyens $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$, $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ et $(\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$ de 2,71, 0,35 et 0,48, respectivement. Ces rapports sont inférieurs à ceux observés chez les lamproïtes selon les critères de Mitchell et Bergman (1991) (3, 0,8 et 1

respectivement). Par conséquent, les roches volcaniques du Kef Hahouner, bien qu'ultrapotassiques, ne peuvent pas être classées comme de véritables lamproïtes; ceci rejoint la conclusion de Lustrino et al. (2016).

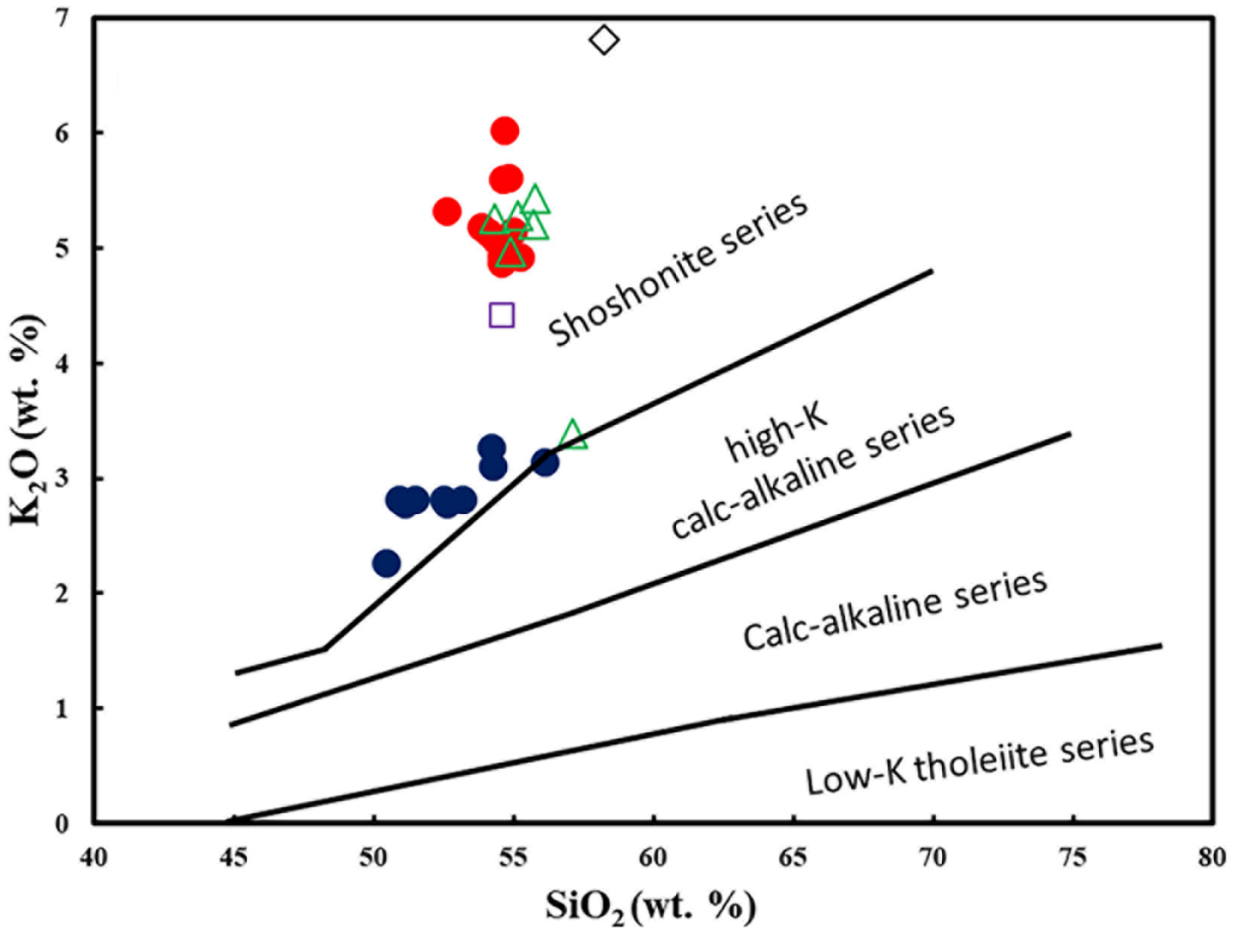


Figure IV.11. Classification des roches ultrapotassiques et des shoshonites du Kef Hahouner sur le diagramme K₂O vs. SiO₂ (Peccerillo et Taylor, 1976). Même légende que la figure IV.9.

Sur le diagramme de classification Al₂O₃ vs. CaO de Foley et al. (1987) (Fig. IV.13), les roches ultrapotassiques du Kef Hahouner (Groupe A) se situent à la limite entre le domaine de répartition du Type Province Roman (Groupe III) et du Groupe IV, représentant le champ de transition entre les Lamproïtes (Groupe I) et le Type Province Roman (Groupe III) de Foley et al. (1987).

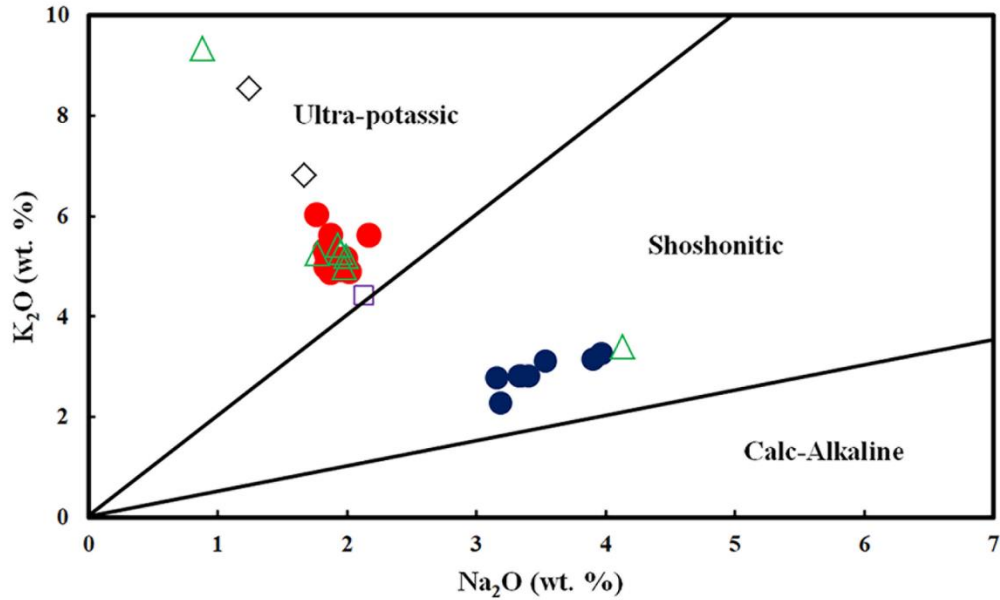


Figure IV.12. Classification des roches ultrapotassiques et des shoshonites du Kef Hahouner sur le diagramme K_2O vs Na_2O ; les champs ultrapotassiques, shoshonitiques et calco-alcalins proviennent de Turner et al. (1996). Même légende que la figure IV.9.

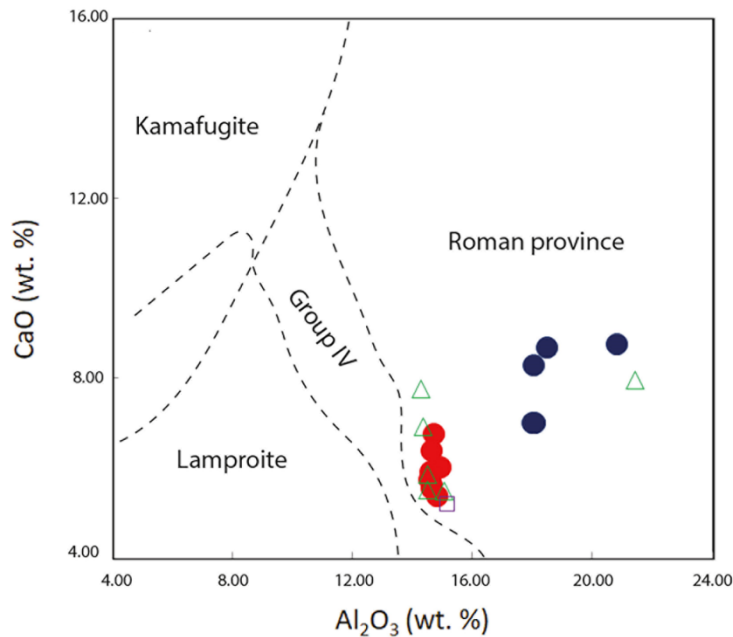


Figure IV.13. Classification des roches ultrapotassiques et des shoshonites du Kef Hahouner sur le diagramme CaO vs Al_2O_3 (Foley et al., 1987). Seuls les échantillons dont la valeur de la LOI est inférieure à 4 poids.% sont représentés. Même légende que la figure IV.9.

Cependant, la présence de phénocristaux abondants de sanidine, d'olivine forstéritique avec inclusions de spinelle chromifère et de phlogopite dans la matrice des roches du groupe A, en plus de leur caractère ultrapotassique, les rapproche des lamproïtes plus que toute autre roche magmatique. De plus, les roches ultrapotassiques de Kef Hahouner (groupe A) sont sursaturées en silice (c'est-à-dire normatives en quartz), tandis que celles du groupe B sont saturées en silice à sursaturée. Cela rend les roches du Kef Hahouner similaires à de nombreuses provinces magmatiques de type lamproïte sans leucite de la Méditerranée centrale (Conticelli et al., 2015), mais significativement différentes des roches ultrapotassiques de type province Roman, qui sont sous-saturées en silice et souvent riches de leucite (Conticelli et al., 2015).

La teneur élevée observée en Al_2O_3 (moyenne de 14,12% en poids) et la teneur relativement faible en K_2O (moyenne de 4,96%) par rapport aux vraies lamproïtes (5-12% Al_2O_3 et $\text{K}_2\text{O} > 5\%$ en poids) sont très probablement dues à la présence de petites quantités de plagioclase dans les roches du groupe A, qui semblent être intermédiaires entre les lamproïtes authentiques et les shoshonites. Les roches ultrapotassiques du groupe A sont similaires aux roches ultrapotassiques plagioclasiques de la province volcanique de Lesbos (Grèce), décrites par PePiper et al. (2014). Ils ont été localisées dans un complexe volcanique contenant de vraies lamproïtes et ont été décrits comme ayant une affinité lamproïtique. Elles ont été nommées "roches lamproïtiques". Cette nomenclature est la plus adéquate pour caractériser les roches volcaniques du groupe A du Kef Hahouner.

Les roches des groupes B1 et B2 ont des compositions minéralogiques et géochimiques typiques des shoshonites: par exemple, des phénocristaux d'olivine et de labrador dans une matrice composée de sanidine, de plagioclase et de clinopyroxène; $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$: 0,71–0,87 à 51% de SiO_2 ; $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$: 4,98–6,85% en poids; % TiO_2 faible; % Al_2O_3 élevé) (Morrison, 1980).

La séquence volcanique du Kef Hahouner est donc composée de roches ultrapotassiques à affinité lamproïtique et de shoshonites. Dans ce qui suit, nous nous référons aux roches du Groupe A en tant que roches ultrapotassiques et aux roches des Groupes B1 et B2 en tant que roches shoshonitiques.

Les spectres des REE normalisés à la chondrite (Fig. IV.14) sont presque parallèles pour les deux groupes. Ces derniers sont fortement enrichis en LREE par rapport aux HREE, avec La/Yb_N qui varie de 29,7 à 37,8 pour les roches ultrapotassiques et de 24,3 à 27,6 pour les roches

shoshonitiques. Ils présentent un spectre plat de Dy à Lu avec Dy/Lu_N variant de 1,6 à 1,8 pour les roches ultrapotassiques et de 1,1 à 1,3 pour les roches shoshonitiques. De plus, les roches shoshonitiques sont enrichies en HREE par rapport aux échantillons ultrapotassiques. Les roches ultrapotassiques présentent de légères anomalies négatives en Eu (Eu/Eu* = 0,66–0,78), tandis que les roches shoshonitiques ne présentent aucune anomalie significative en Eu (Eu/Eu* = 0,84–0,93).

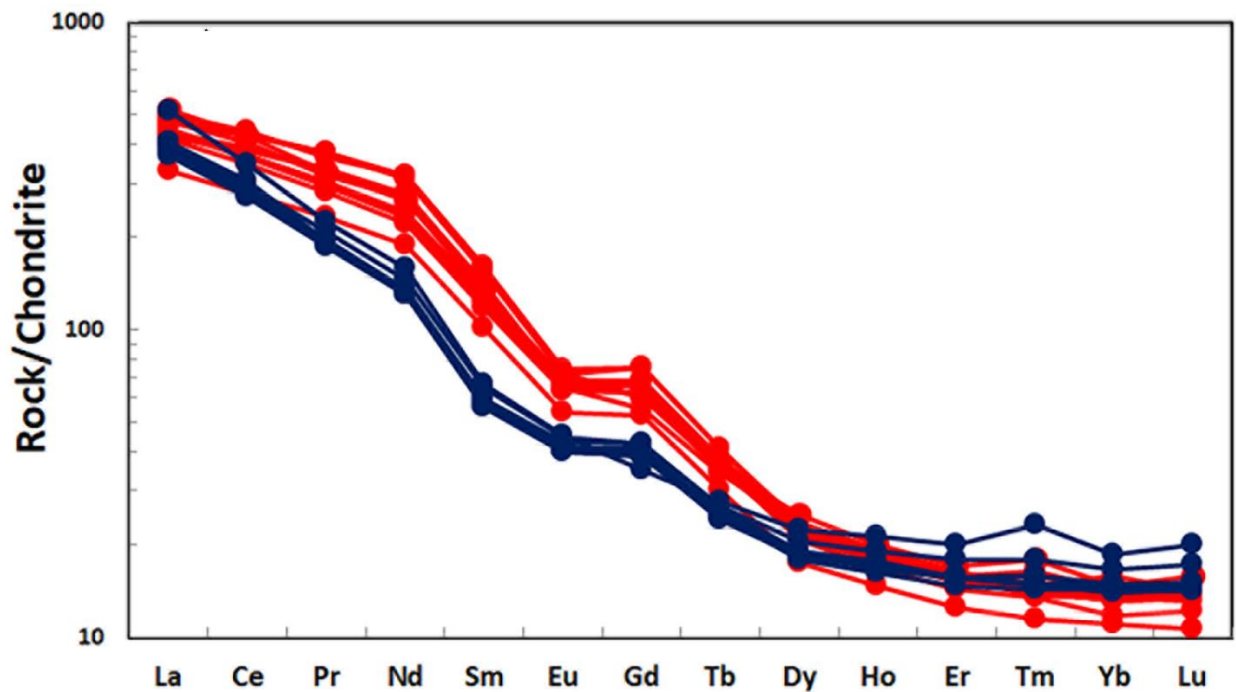


Figure IV.14. Spectres des REE normalisés par rapport à la chondrite des roches ultrapotassiques (cercles rouges) et shoshonitiques (cercles bleus) du Kef Hahouner. Les valeurs de normalisation sont celles de Sun et McDonough (1989).

Les spectres multi-éléments normalisés par rapport au manteau primitif (Fig. IV.15) des deux groupes géochimiques du Kef Hahouner montrent un fort enrichissement en éléments lithophiles à gros rayons ioniques (LILE), avec des anomalies en Ta, Nb, Sr et Ti négatives (Ta/Ta*: 0,1-0,3, Nb/Nb*: 0,1-0,3, Sr/Sr*: 0,3-0,6 et Ti/Ti*: 0,4-0,8) et une anomalie positive en Pb (Pb/Pb*: 1,9-2,8). Les roches ultrapotassiques sont caractérisées par un enrichissement extrême en Th

(>1000 fois le manteau primitif), tandis que les shoshonites ont des teneurs en LILE et en MREE légèrement inférieures à celles des roches ultrapotassiques.

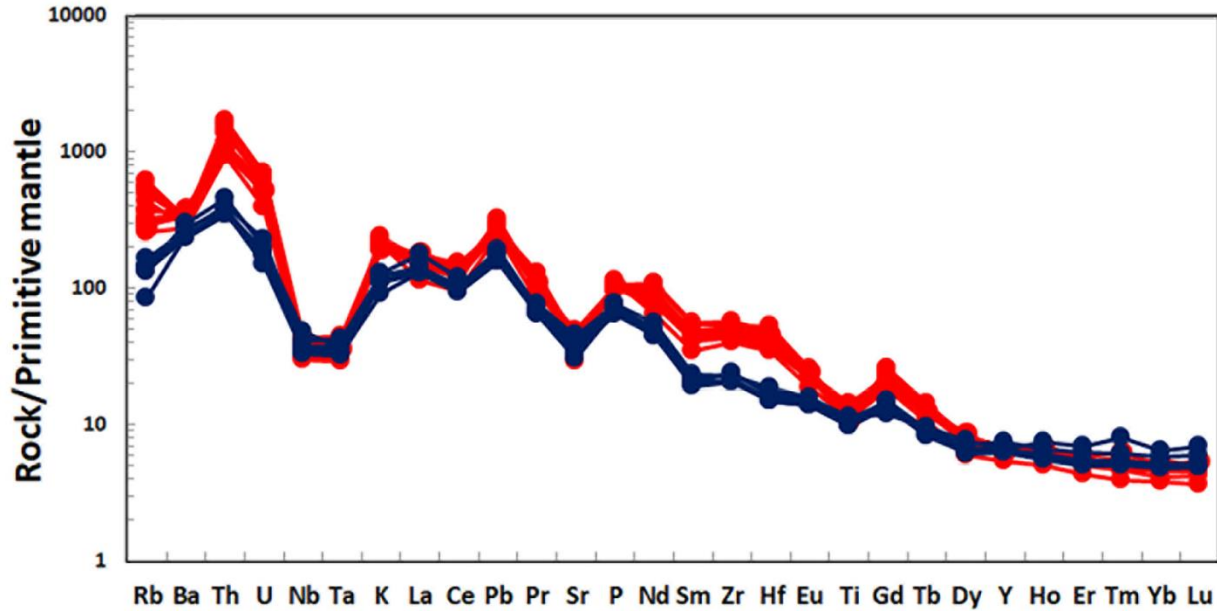


Figure IV.14. Spectres multi-éléments normalisés par rapport au manteau primitif des roches ultrapotassiques (cercles rouges) et shoshonitiques (cercles bleus) du Kef Hahouner. Les valeurs de normalisation sont celles de Sun et McDonough (1989).

IV.4.4. Géochimie isotopique Sr-Nd-Pb

Les données sur les isotopes Sr, Nd et Pb de roches totales pour une sélection d'échantillons de roches ultrapotassiques et shoshonitiques du Kef Hahouner sont présentées dans le tableau IV.2 et illustrées graphiquement sur les Figures IV.15 à IV.17.

Les valeurs initiales $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Sr_i) et $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (Nd_i) des roches étudiées montrent une signature isotopique "crustale" commune aux roches ultrapotassiques du monde entier en général et de la Méditerranée en particulier. Les roches ultrapotassiques ont des $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ plus élevés (~0,7095) et des $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$ plus faible (~ 0,51225) que les roches shoshonitiques (0,7061-0,7062 et 0,51242-0,51244 respectivement). Par rapport aux lamproïtes méditerranéennes (Casalini et al., 2022a), les roches étudiées ont des compositions isotopiques Sr-Nd similaires à celles de la province de la Méditerranée orientale (lamproïtes serbes et macédoniennes,

lamproïtes anatoliennes occidentales et roches grecques de type lamproïte; Fig. IV.15) qui présentent des valeurs de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ plus faibles et de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ plus élevées que les roches de type lamproïte des provinces de la Méditerranée occidentale et centrale (lamproïtes espagnoles, des Alpes occidentales, corses et toscanes) (Fig. IV.15), ainsi que ceux de Chine.

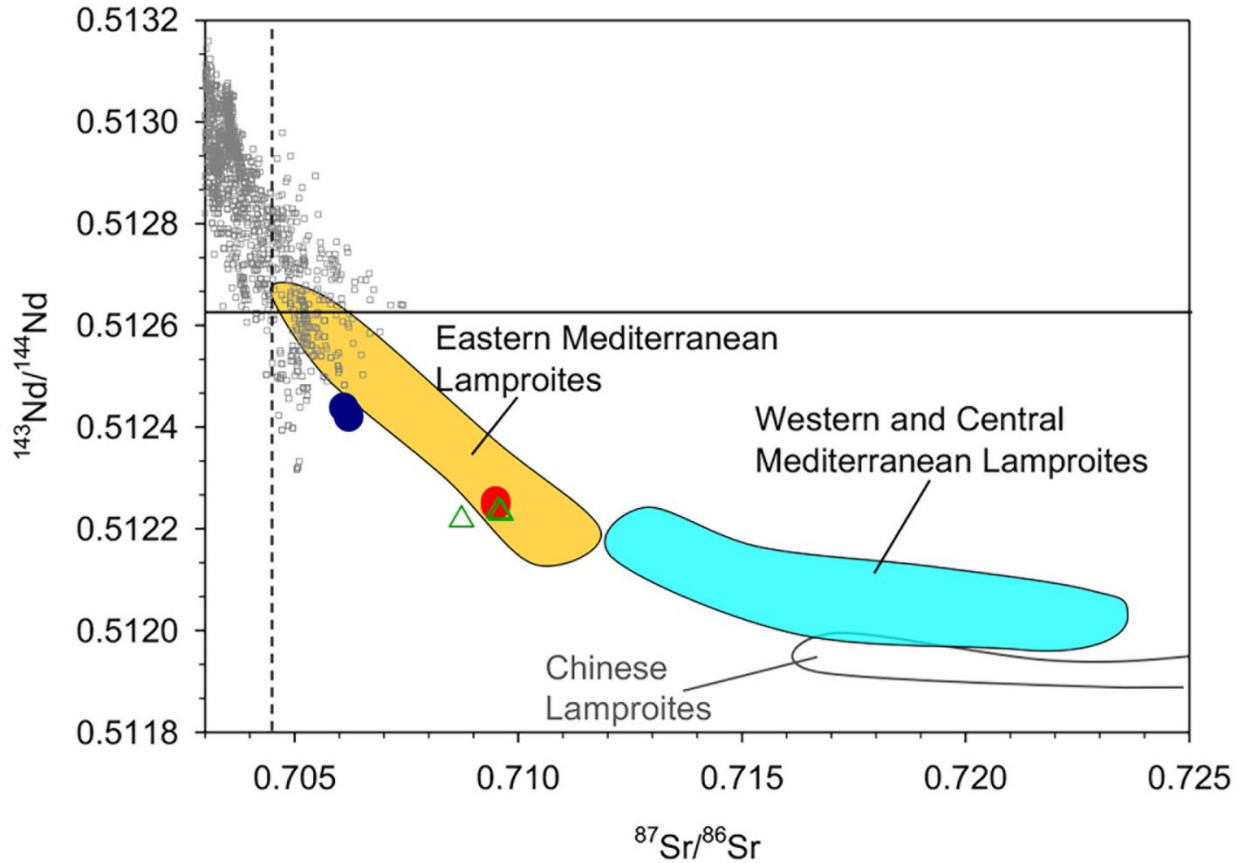


Figure IV.15. Composition isotopique initiale $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ des roches ultrapotassiques et des shoshonites du Kef Hahouner. Cercles rouges pleins : roches lamproïtiques du Kef Hahouner (présente étude) ; cercles bleus pleins : shoshonites du Kef Hahouner (présente étude) ; triangles verts ouverts : roches du Kef Hahouner (Lustrino et al., 2016) ; MORB et OIB de carrés gris (Stracke et al. 2003). La composition isotopique des lamproïtes orogéniques et des roches de type lamproïte est indiquée à titre comparatif sous forme de champs (source des données : Casalini et al. 2022a, et Pe-Piper et al., 2014), à savoir : zone occidentale et centrale de la Méditerranée (domaine en cyan : Corse, Alpes occidentales, Toscane et Espagne), région méditerranéenne orientale (champ orange pâle : Serbie, Macédoine, Grèce et Anatolie occidentale), roches de type lamproïte chinoises.

Les roches étudiées présentent des signatures isotopiques élevées en Pb radiogénique [$(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i = (18,569\text{--}18,871$ pour les roches ultrapotassiques et $18,538\text{--}18,546$ pour les roches Shoshonitiques), $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i = (15,652\text{--}15,656$ pour les roches ultrapotassiques et $15,649\text{--}15,659$ pour les roches shoshonitiques), $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i = (15,652\text{--}15,656$ pour les roches ultrapotassiques et $15,649\text{--}15,659$ pour roches shoshonitiques), $(^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})_i = (38,983\text{--}38,998$ pour les roches ultrapotassiques et $38,806\text{--}38,848$ pour les roches Shoshonitiques)] (Tableau IV.2). Elles montrent des rapports $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ élevés par rapport à la ligne de référence de l'hémisphère Nord (NHRL, Hart 1984) et se situent dans le domaine des lamproïtes méditerranéennes (Fig. IV.16; Casalini et coll. 2022a), indiquant la contribution de composants recyclés de la croûte dans leur source mantellique. Sur le diagramme $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_i$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_i$ (Fig. IV.16), les roches étudiées présentent les valeurs les plus faibles en $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_i$ par rapport aux valeurs des lamproïtes méditerranéennes, et les valeurs les plus élevées de $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}_i$ dans le diagramme $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}_i$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_i$ (Fig. IV.17), où les lamproïtes méditerranéennes montrent un alignement le long d'une tendance partant de la composition du GLOSS (Plank et Langmuir 1998) et s'écartant de la NHRL vers des valeurs élevées en $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}_i$ à faible $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_i$ (Casalini et al, 2022a) (Fig. IV.17).

Dans l'ensemble, la composition isotopique des roches étudiées diffère significativement de celle des lamproïtes anorogéniques dans le monde entier, qui ont une composition isotopique radiogénique beaucoup plus faible en Pb (par exemple, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} < 18$, non représentée sur les Figures IV.15 à IV.17, voir Casalini et al., 2022).

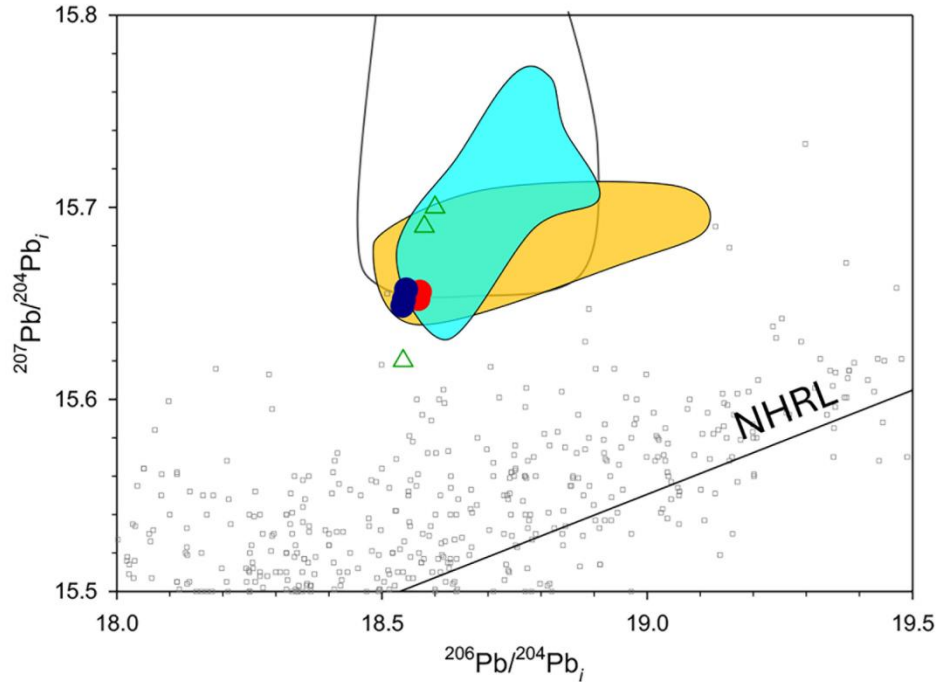


Figure IV.16. Composition isotopique initiale $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ des roches ultrapotassiques et des shoshonites du Kef Hahouner. Même légende que la figure IV.15.

(NHRL: ligne de référence de l'hémisphère Nord de Hart, 1984).

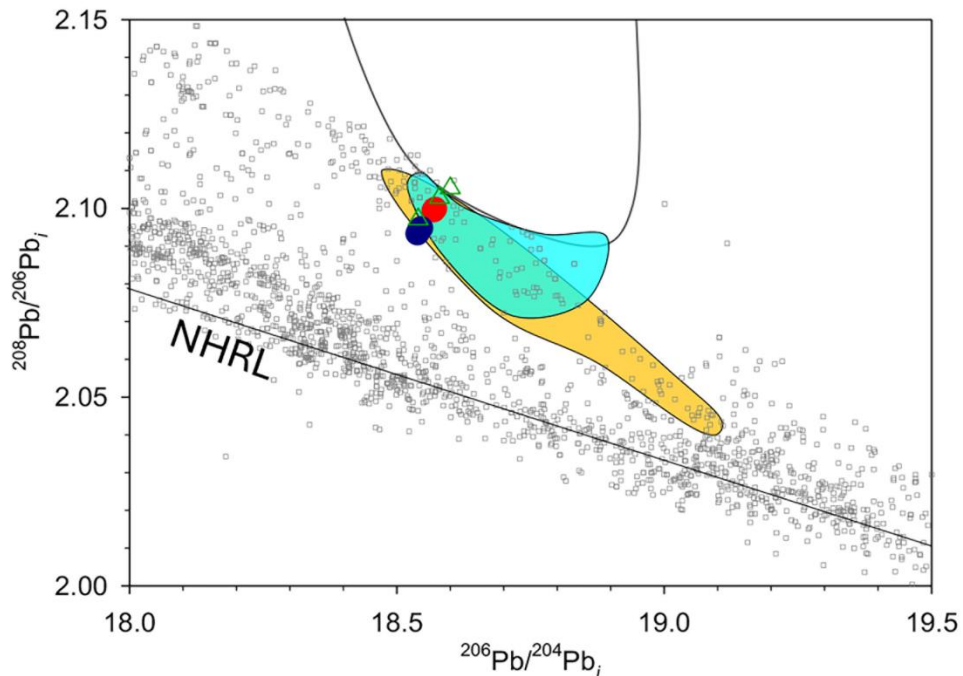


Figure IV.17. Composition isotopique initiale $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ des roches ultrapotassiques et des shoshonites du Kef Hahouner. Même légende que la figure IV.15.

(NHRL: ligne de référence de l'hémisphère Nord de Hart, 1984).

Roches ultrapotassiques															
	KHL1	KHL2	KHL3	KHL4	KHL5	KHL6	KHL7	KHL8	KHL9	KHL10	KHL11	KHL12	KHL13	KHL14	KHL15
Eléments majeurs (wt. %)															
SiO ₂	52,20	53,70	53.70	53.50	53.80	53.40	53.30	52.30	48.60	53.30	51.00	51.30	51.60	48.70	52.50
TiO ₂	1.34	1.83	1.82	1.6	1.33	1.34	1.65	1.39	1.34	1.35	1.35	1.36	1.33	1.28	1.36
Al ₂ O ₃	14.25	14.4	14.4	14.3	14.5	14.4	14.3	14.1	14.2	14.35	13.4	13.6	14.0	12.9	14.1
Fe ₂ O ₃	6.9	7.12	7.11	7.04	6.84	7.11	6.96	5.68	6.15	7.04	6.49	4.7	5.25	3.91	6.72
MnO	0.08	0.09	0.09	0.09	0.18	0.1	0.09	0.13	0.06	0.09	0.11	0.09	0.13	0.16	0.09
MgO	7.24	8.09	8.03	7.99	7.39	8.64	7.96	5.3	2.48	7.68	6.39	3.12	3.34	1.87	7.71
CaO	5.73	5.52	5.46	5.6	6.66	5.68	5.76	8.2	11.86	6.25	6.76	11.43	10.56	14.36	5.11
Na ₂ O	1.88	1.85	1.84	1.8	1.99	1.89	1.83	2.07	1.69	1.93	1.75	1.66	1.87	1.67	1.87
K ₂ O	4.69	4.78	4.94	4.85	4.8	5.06	4.8	5.34	4.9	4.96	5.22	5.64	4.82	4.68	4.67
P ₂ O ₅	0.95	0.95	0.97	0.96	0.97	0.96	0.96	0.9	1	0.97	0.87	0.94	0.86	0.84	0.88
L.O.I.	3.34	0.98	0.99	1.93	1.28	0.95	2.17	4.37	7.63	1.59	4.15	5.95	6.01	9.2	3.24
Total	98.6	99.33	99.39	99.63	99.78	99.58	99.73	99.74	99.89	99.47	97.49	99.76	99.78	99.59	98.25
Mg#	0.70	0.72	0.72	0.72	0.71	0.73	0.72	0.68	0.48	0.71	0.69	0.60	0.59	0.52	0.72
Elements en traces (ppm)															
Rb	176.50	183.20	190.63	200.98	193.52	203.34	194.27	387.32	163.10	228.77	349.00	308.52	336.45	272.31	235.00
Sr	948.00	826.43	855.87	870.27	903.24	866.44	926.98	894.56	621.15	1024.66	859.00	813.43	886.87	810.94	869.00
Ba	2690.00	2361.04	2408.75	2463.28	2536.74	2501.47	2533.98	2235.17	1919.61	2556.55	2310.00	2277.20	2120.71	2003.10	2460.00
Cs	7.31	6.09	8.48	10.20	5.95	8.20	8.99	27.26	18.82	12.73	28.10	12.99	25.58	20.42	6.58
Sc	/	21.59	22.63	22.94	23.05	23.85	22.27	23.33	18.20	22.20	/	21.86	22.38	19.91	/
V	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/
Cr	/	371.00	387.00	378.00	376.00	377.00	392.00	438.00	446.00	418.00	/	480.00	431.00	429.00	/
Co	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/
Ni	/	164.00	169.00	170.00	162.00	170.00	171.00	216.00	118.00	163.00	/	192.00	203.00	132.00	/
Cu	/	24.28	30.20	32.13	26.86	30.48	33.94	55.04	12.40	22.42	/	50.57	35.21	44.73	/
Zn	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/
Y	28.80	29.81	31.41	31.41	31.78	31.54	31.27	31.93	24.65	31.11	27.80	31.24	30.77	29.01	27.40
Zr	507.00	481.07	523.65	528.97	511.39	525.46	527.48	627.51	447.71	530.75	596.00	644.22	576.54	548.12	498.00

Nb	29.90	22.87	25.16	24.73	24.22	26.62	25.40	27.51	21.25	24.91	31.10	26.75	25.82	21.87	28.70
Hf	14.10	11.25	12.36	12.14	11.68	12.00	12.46	14.58	10.64	12.22	16.30	15.20	13.60	12.45	13.10
Ta	1.50	1.28	1.39	1.38	1.37	1.45	1.41	1.60	1.20	1.37	1.80	1.51	1.44	1.26	1.40
La	124.00	99.31	103.21	105.49	105.88	107.02	105.83	114.11	77.59	104.44	119.50	111.42	103.56	100.29	113.50
Ce	260.00	211.67	221.83	225.94	225.00	225.88	224.89	265.64	170.34	226.00	272.00	262.62	238.31	233.32	250.00
Pr	31.00	26.69	28.03	28.62	27.86	27.97	28.33	35.73	22.04	28.58	34.40	35.81	31.60	31.76	30.30
Nd	122.50	103.49	110.53	111.46	109.13	109.26	110.74	144.46	87.88	113.03	148.00	147.43	127.66	129.85	126.00
Sm	20.30	18.12	19.42	20.10	18.67	18.83	19.37	23.78	15.57	19.48	24.60	24.72	21.71	21.50	20.40
Eu	4.07	3.66	3.88	3.95	3.82	3.80	3.98	4.16	3.14	3.88	4.19	4.30	3.84	3.69	3.75
Gd	12.40	12.84	13.60	13.96	13.65	13.82	13.38	15.47	10.79	13.69	12.40	15.50	13.98	13.70	11.40
Tb	1.35	1.31	1.41	1.43	1.38	1.40	1.38	1.55	1.13	1.42	1.32	1.54	1.42	1.36	1.27
Dy	6.36	5.54	5.86	5.86	5.84	5.84	5.79	5.98	4.43	5.67	5.97	5.70	5.42	5.26	6.01
Ho	1.14	0.99	0.99	1.05	1.05	1.05	1.07	1.09	0.83	1.05	1.10	1.04	1.00	0.95	1.08
Er	2.81	2.53	2.58	2.60	2.63	2.67	2.63	2.74	2.07	2.56	2.62	2.59	2.55	2.38	2.64
Tm	0.46	0.36	0.38	0.38	0.36	0.37	0.38	0.37	0.29	0.36	0.42	0.35	0.35	0.34	0.38
Yb	2.50	2.23	2.32	2.34	2.38	2.38	2.32	2.30	1.88	2.24	2.40	2.30	2.27	2.01	2.71
Lu	0.40	0.34	0.34	0.35	0.34	0.35	0.34	0.34	0.27	0.34	0.35	0.34	0.35	0.31	0.36
Pb	/	48.83	52.20	54.01	51.98	51.88	53.52	48.63	45.95	59.90	/	51.10	45.89	43.87	/
Th	96.90	83.14	92.47	95.96	87.51	88.95	90.99	134.08	80.28	96.13	145.50	138.68	116.73	121.28	117.50
U	11.15	10.47	11.55	11.95	10.94	11.13	11.35	14.66	8.28	11.77	14.50	14.32	12.94	12.46	12.45

Tableau IV.1. Composition en éléments majeurs, traces et terres rares des roches ultrapotassiques et shoshonitiques du Kef Hahouner

Roches shoshonitiques								
	KHS1	KHS2	KHS3	KHS4	KHS5	KHS6	KHS7	KHS8
Eléments majeurs (wt. %)								
SiO ₂	51.2	50.7	46.1	54.7	51.5	51.0	51.1	50.9
TiO ₂	1.28	1.39	1.2	1.41	1.27	1.26	1.24	1.25
Al ₂ O ₃	18.8	20.0	17.4	20.3	17.9	17.6	17.5	17.5
Fe ₂ O ₃	3.91	3.19	3.86	3.17	6.91	7.38	7.42	7.34
MnO	0.06	0.07	0.18	0.06	0.11	0.18	0.12	0.11
MgO	1.09	0.69	1.35	1.65	4.07	6.25	6.51	5.24
CaO	11.09	10	15.72	8.51	8.4	6.79	6.8	8.03
Na ₂ O	3.34	3.71	2.92	3.8	3.3	3.24	3.07	3.25
K ₂ O	2.92	3.04	2.06	3.05	2.72	2.71	2.69	2.72
P ₂ O ₅	0.65	0.68	0.61	0.71	0.63	0.66	0.64	0.59
L.O.I.	5.08	4.62	8.38	2.34	2.61	2.42	2.29	2.46
Total	99.46	98.09	99.8	99.66	99.48	99.5	99.45	99.43
Mg#	0.39	0.33	0.44	0.54	0.57	0.66	0.66	0.62
Elements en traces (ppm)								
Rb	105.25	91.40	53.40	83.80	86.72	89.58	88.09	89.62
Sr	813.80	934.00	899.26	791.70	960.88	698.89	654.40	748.75
Ba	1851.34	2110.00	1717.39	1926.78	1676.66	1689.64	1626.66	1682.17
Cs	6.81	2.09	8.75	3.10	1.66	2.62	4.21	2.14
Sc	20.93	/	21.01	21.15	22.64	22.49	21.20	21.74
V	/	/	/	/	/	/	/	/
Cr	175.00	/	154.00	141.00	109.00	140.00	125.00	135.00
Co	/	/	/	/	/	/	/	/
Ni	97.00	/	64.00	61.00	135.00	142.00	138.00	150.00
Cu	17.35	/	25.63	17.47	28.35	23.17	24.76	29.95
Zn	/	/	/	/	/	/	/	/

Y	29.52	30.20	28.23	33.79	29.28	29.78	28.93	28.54
Zr	259.05	256.00	231.48	264.68	242.00	233.49	234.30	232.91
Nb	26.63	34.00	24.39	29.73	26.22	25.38	25.03	23.25
Hf	5.43	5.80	4.78	5.13	4.78	4.71	4.66	4.67
Ta	1.52	1.50	1.39	1.74	1.49	1.42	1.48	1.32
La	96.79	121.50	90.94	96.14	96.83	94.77	87.68	93.72
Ce	180.85	211.00	168.47	187.09	174.29	173.60	164.37	169.19
Pr	19.84	21.20	18.25	18.32	18.54	18.65	17.75	18.27
Nd	68.08	74.30	62.74	62.43	62.32	63.37	60.72	61.13
Sm	9.92	10.25	9.08	9.09	8.80	9.07	8.65	8.53
Eu	2.59	2.63	2.45	2.50	2.36	2.38	2.35	2.32
Gd	8.81	7.21	8.09	8.77	8.09	8.46	7.99	8.08
Tb	0.99	1.04	0.93	0.99	0.95	0.94	0.92	0.90
Dy	4.82	5.71	4.53	5.19	4.67	4.82	4.76	4.67
Ho	1.00	1.21	0.92	1.08	0.97	0.97	0.94	0.97
Er	2.58	3.31	2.43	2.98	2.63	2.59	2.59	2.58
Tm	0.38	0.59	0.37	0.46	0.38	0.40	0.38	0.40
Yb	2.52	3.18	2.45	2.84	2.52	2.53	2.37	2.50
Lu	0.37	0.37	0.37	0.37	0.37	0.37	0.37	0.37
Pb	35.85	/	31.81	31.87	32.34	32.47	29.11	29.22
Th	34.38	38.40	30.83	31.68	30.85	30.84	29.45	29.68
U	4.78	4.18	3.11	3.79	3.80	3.82	3.62	3.76

Tableau IV.1. Composition en éléments majeurs, traces et terres rares des roches ultrapotassiques et shoshonitiques du Kef Hahouner
(suite)

Echantillon	Type de roche	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
KHL2	ultrapotassique	0,709595	0,512262	18,569	15,652	38,983	0,8429	2,4906	2,0994
KHL6	ultrapotassique	0,709603	0,512253	18,571	15,656	38,998	0,8430	2,4909	2,0999
KHS4	shoshonitique	0,706141	0,512444	18,549	15,649	38,836	0,8437	2,4817	2,0937
KHS6	shoshonitique	0,706250	0,512429	18,556	15,658	38,877	0,8438	2,4830	2,0951
KHS7	shoshonitique	0,706262	0,512425	18,553	15,653	38,861	0,8437	2,4827	2,0946

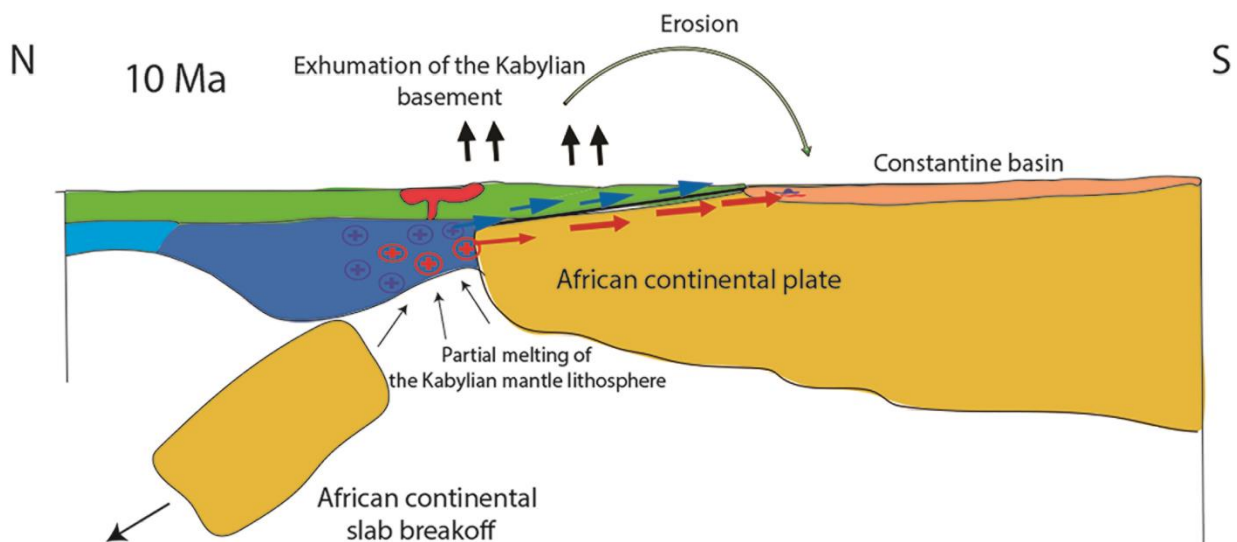
Echantillon	Age (Ma)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_i$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_i$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_i$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}_i$	$^{208}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}_i$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}_i$
KHL2	10,9	0,709498	0,512254	18,569	15,652	38,983	0,8429	2,4906	2,0994
KHL6	10,9	0,709500	0,512246	18,571	15,656	38,998	0,8430	2,4909	2,0999
KHS4	9,3	0,706101	0,512438	18,538	15,649	38,806	0,8441	2,4798	2,0933
KHS6	9,3	0,706202	0,512424	18,546	15,657	38,848	0,8442	2,4813	2,0948
KHS7	9,3	0,706212	0,512420	18,542	15,652	38,830	0,8442	2,4808	2,0942

Tableau IV.2. Composition isotopique en Sr-Nd-Pb (rapports actuels et initiaux) des roches ultrapotassiques et shoshonitiques du Kef

Hahouner

CHAPITRE V

Discussion des résultats. Signification de l'accident du Kef Hahouner-Djebel Debbagh dans le contexte géologique de la chaîne des Maghrébides



V.1. Effets de l'altération

Certaines des roches étudiées présentent des valeurs élevées de la perte au feu (LOI). Celles-ci correspondent aux (i) roches ultrapotassiques qui montre un remplacement complet ou partiel des phénocristaux d'olivine par des produits d'altération, ainsi que celles enrichies en vésicules qui sont souvent remplies de calcite et de silice ; et (ii) aux roches shoshonitiques où la calcite secondaire est abondante et remplace les phénocristaux. Par conséquent, on s'attendrait à ce que ces échantillons montrent des gains ou des pertes en éléments majeurs, en relation avec l'abondance de phénocristaux ferromagnésiens (principalement de l'olivine) et de la calcite. En effet, la LOI est clairement corrélée avec les teneurs en SiO_2 , MgO , CaO et Fe_2O_3 (non représentées) dans ces roches (Fig. V.1). A l'inverse, l'altération ne semble pas avoir affecté l'abondance des autres éléments majeurs, tels que Al_2O_3 , Na_2O et K_2O , étant donné l'absence de corrélation entre ces éléments et la perte au feu (Fig. V.1). Ceci est en accord avec les observations pétrographiques qui ne montrent aucune altération du feldspath alcalin et du plagioclase dans ces échantillons. Ceci est également confirmé par les valeurs de l'Indice d'altération chimique (CIA; Nesbitt et Young, 1982) et de l'Indice d'Altération du plagioclase (PIA; Fedo et al., 1995), qui sont respectivement de 27,55 à 46,27 et de 21,35 à 45,58 (Tableau V.1); ces valeurs sont inférieures à 50, indiquant que le feldspath alcalin ou le plagioclase n'ont pas été altérés. De même, les oligo-éléments tels que les LILE (Sr, Rb, Ba), les HSFE (P, Zr, Y, Nb, Ta, Hf, Th) et les terres rares ne semblent pas avoir été affectés par l'altération, comme en témoignent les spectres parallèles des REE et des multiéléments (Fig. IV.14 et 15). Ces résultats sont confirmés par les diagrammes de variation des éléments chimiques en fonction de Zr, qui ne montrent aucune dispersion des valeurs pour la plupart des éléments, à l'exception du MgO , du CaO et du Fe_2O_3 de certains échantillons (Fig. V.2). De plus, des diagrammes tels que le diagramme de l'Indice Chimique d'Altération (CIA) par rapport à l'Indice d'Altération de Parker (WIP) (Aksoy et Kibici, 2024) et le diagramme ternaire FMW (Ohta et Arai, 2007), qui sont souvent utilisés pour évaluer le degré d'altération des roches magmatiques, n'indiquent aucune altération ou altération significative des roches étudiées (Fig. V.3 et V.4).

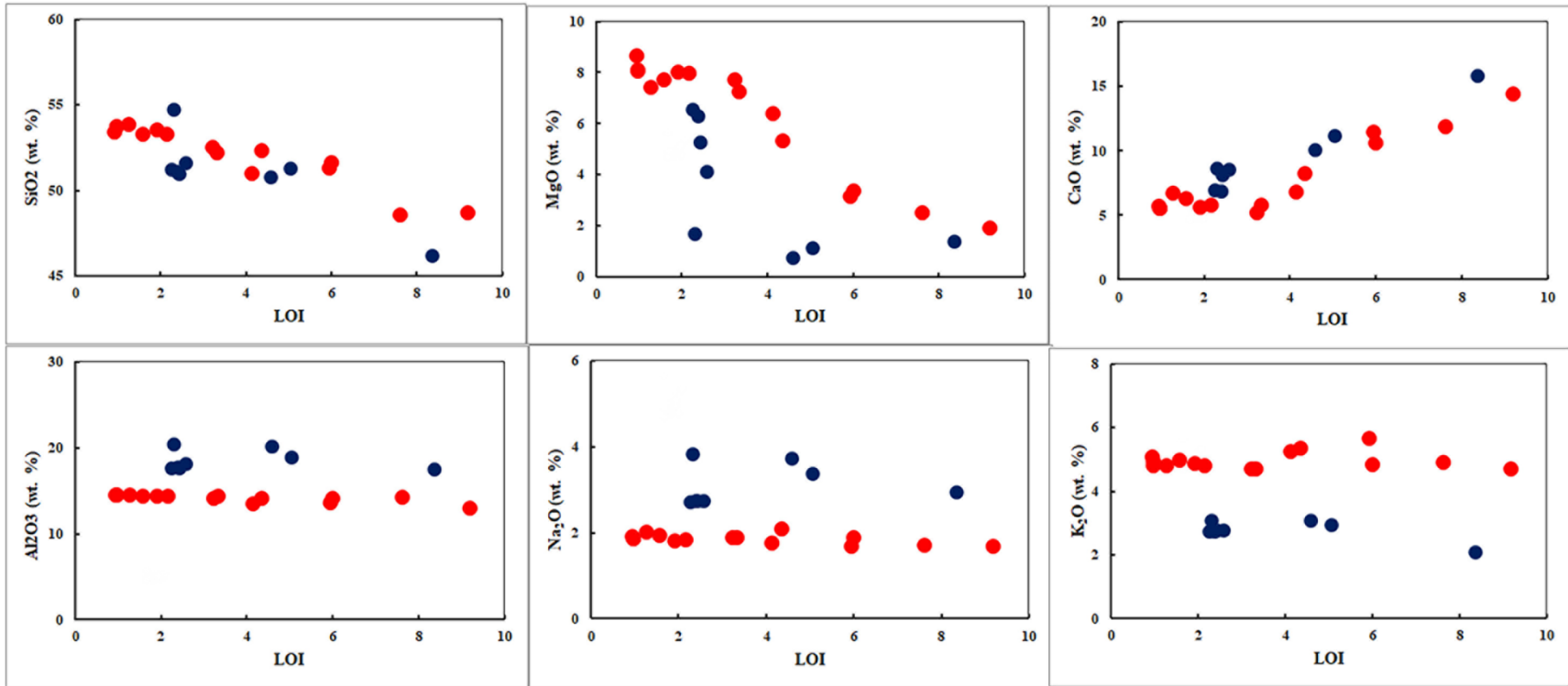


Figure V.1. Variation des éléments majeurs (SiO₂, MgO, CaO, Al₂O₃, Na₂O et K₂O) en fonction de la Perte au feu (LOI) des roches ultrapotassiques du Kef Hahouner (cercles rouges pleins) et des shoshonites (cercles bleus pleins).

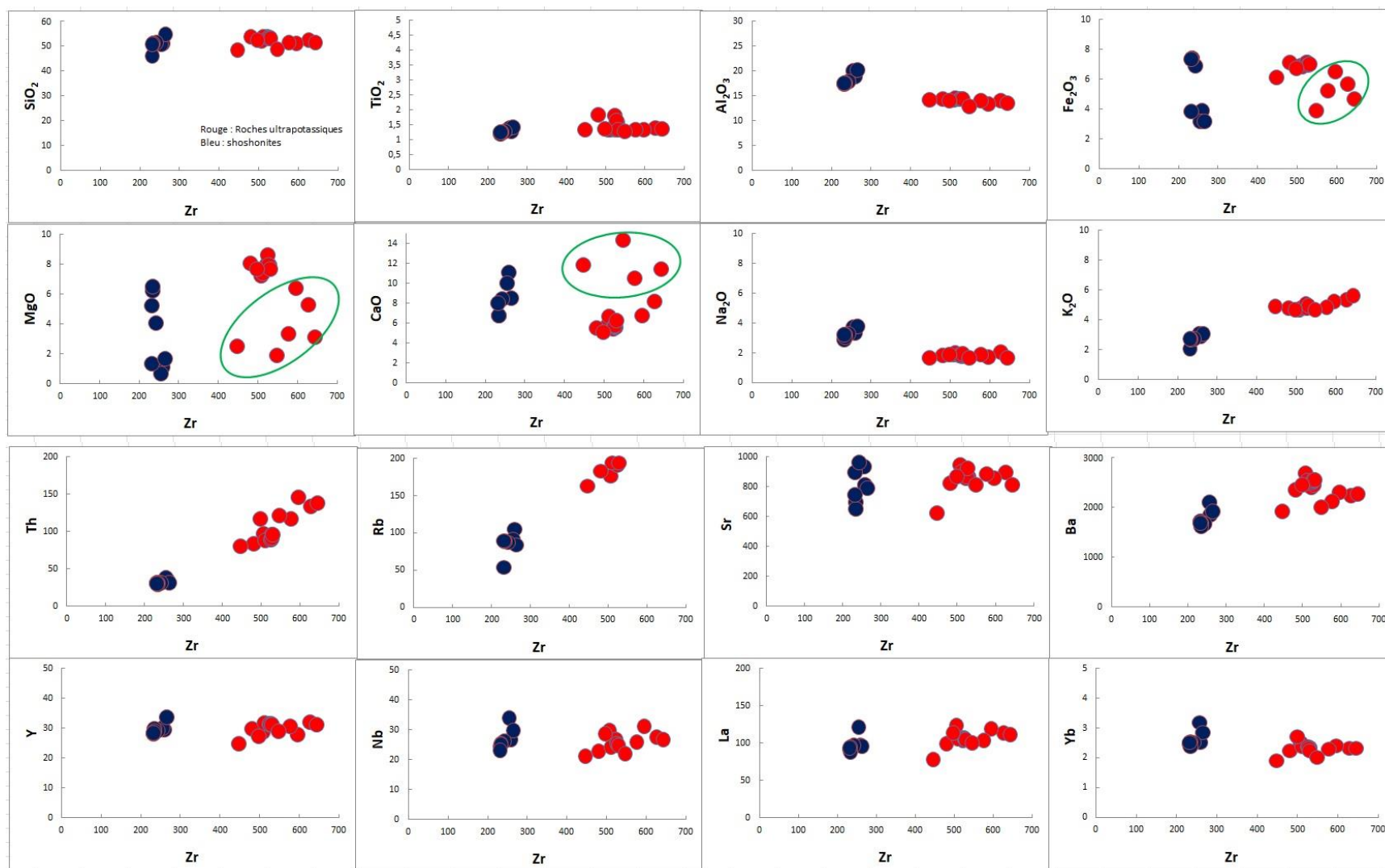


Figure V.2. Variation des éléments majeurs, traces et terres rares en fonction de Zr des roches ultrapotassiques du Kef Hahouner (cercles rouges pleins) et des shoshonites (cercles bleus pleins).

Echantillons	CIA	PIA	WIP
KHL1	43.40	40.44	91.72
KHL2	44.10	41.36	94.02
KHL3	44.04	41.14	94.97
KHL4	43.73	40.78	94.08
KHL5	41.34	37.69	96.45
KHL6	43.23	39.91	98.69
KHL7	43.36	40.31	94.26
KHL8	36.92	31.24	99.94
KHL9	32.39	26.76	94.24
KHL10	41.89	38.19	97.01
KHL11	39.16	33.81	95.30
KHL12	31.47	24.17	100.92
KHL13	33.74	28.28	94.28
KHL14	27.55	21.35	96.88
KHL15	44.73	42.24	91.18
KHS1	39.48	37.87	86.85
KHS2	42.04	40.76	87.40
KHS3	32.82	31.24	88.18
KHS4	44.79	43.90	87.16
KHS5	43.09	41.94	86.14
KHS6	46.06	45.35	87.41
KHS7	46.27	45.59	86.42
KHS8	43.33	42.19	87.97

Tableau V.1. Valeurs de l'Indice d'altération chimique (CIA) et des Indices d'Altération du plagioclase (PIA) et l'indice d'altération de Parker (WIP) des échantillons étudiés.

Les formules pour le calcul de ces indices sont les suivantes :

$CIA = Al_2O_3 * 100 / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O)$ - Les variables représentent les proportions moléculaires de chaque élément majeur (oxyde) (Nesbitt et Young, 1982)

$PIA = (Al_2O_3 - K_2O) * 100 / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O - K_2O)$ - Les variables représentent les proportions moléculaires de chaque élément majeur (oxyde) (Fedó et al., 1975)

$WIP = 100 * [(2 * Na_2O / 0.35) + (MgO / 0.9) + (2 * K_2O / 0.25) + (CaO / 0.7)]$ - Les variables représentent les proportions moléculaires de chaque élément majeur (oxyde) (Parker, 1970)

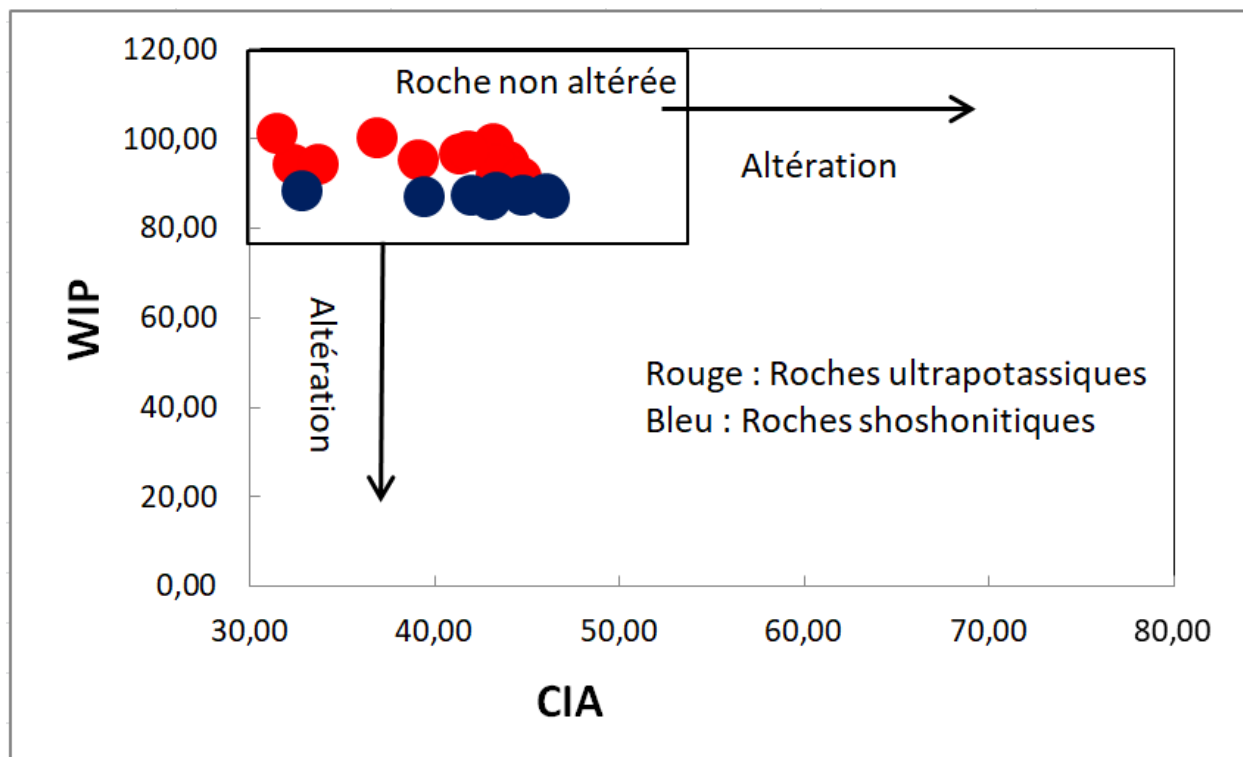


Figure V.3. Diagramme de l'Indice Chimique d'Altération (CIA) vs. Indice d'Altération de Parker (WIP) (Aksoy et Kibici, 2024)

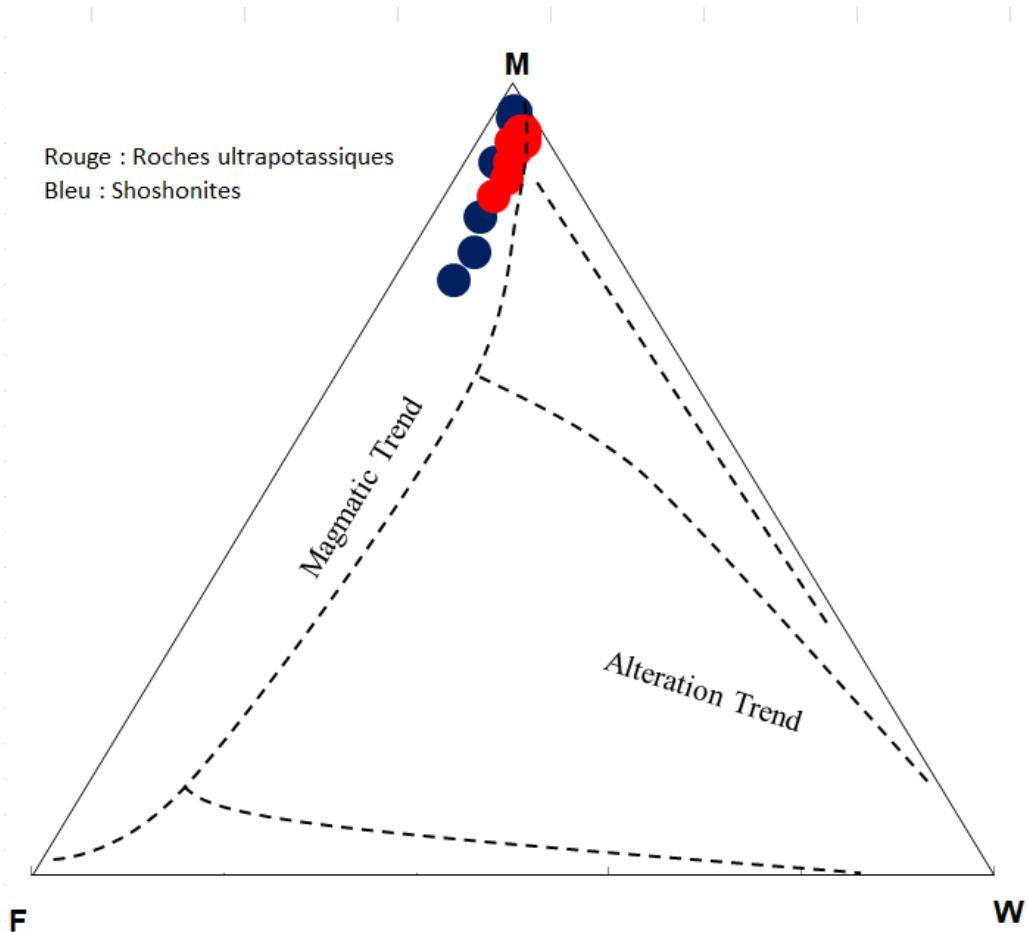


Figure V.4. Diagramme ternaire FMW (Ohta et Arai, 2007)

Formulas for calculating vertices

STEP 1

$$M = -0.395 \times \ln(\text{SiO}_2) + 0.206 \times \ln(\text{TiO}_2) - 0.316 \times \ln(\text{Al}_2\text{O}_3) + 0.160 \times \ln(\text{Fe}_2\text{O}_3) + 0.246 \times \ln(\text{MgO}) + 0.368 \times \ln(\text{CaO}^*) + 0.073 \times \ln(\text{Na}_2\text{O}) - 0.342 \times \ln(\text{K}_2\text{O}) + 2.266$$

$$F = 0.191 \times \ln(\text{SiO}_2) - 0.397 \times \ln(\text{TiO}_2) + 0.020 \times \ln(\text{Al}_2\text{O}_3) - 0.375 \times \ln(\text{Fe}_2\text{O}_3) - 0.243 \times \ln(\text{MgO}) + 0.079 \times \ln(\text{CaO}^*) + 0.392 \times \ln(\text{Na}_2\text{O}) + 0.333 \times \ln(\text{K}_2\text{O}) - 0.892$$

$$W = 0.203 \times \ln(\text{SiO}_2) + 0.191 \times \ln(\text{TiO}_2) + 0.296 \times \ln(\text{Al}_2\text{O}_3) + 0.215 \times \ln(\text{Fe}_2\text{O}_3) - 0.002 \times \ln(\text{MgO}) - 0.448 \times \ln(\text{CaO}^*) - 0.464 \times \ln(\text{Na}_2\text{O}) + 0.008 \times \ln(\text{K}_2\text{O}) - 1.374$$

STEP 2

Closure operation^a: $C_{100}[\exp(M), \exp(F), \exp(W)]$

In STEP 1, the units for the oxides are in wt.%. Note that eight oxides used in the formulas must be re-closed to 100 wt.% before calculation. If the quantity of carbonate and apatite in the sample is significant, CaO attributable to these should also be corrected (denoted as CaO*). In STEP 2, take exponents of "M", "F" and "W" values and re-total these three values to 100.

^a Closure operation $C_{100}(\)$ denotes normalization to composition summing to 100 (see Appendix).

V.2. Température et profondeur de la chambre magmatique crustale

La composition chimique des minéraux dans les systèmes magmatiques est souvent utilisée comme indicateur des conditions de cristallisation dans les chambres magmatiques (par exemple, Putrika, 2008). Dans ce travail, nous utiliserons certains de ces thermobaromètres pour estimer les conditions de température et de pression régnant dans le système volcanique du Kef Hahouner.

En premier, nous avons utilisé les teneurs en Aluminium dans les phénocristaux d'olivine et dans leurs inclusions de spinelles pour déterminer la température de co-cristallisation à l'aide du thermomètre Al-dans-olivine de Coogan et al. (2014) selon la formule:

$$T(^{\circ}C) = \frac{10000}{0.575 + 0.884Cr\# - 0.897\ln(K_d)} - 273.15$$

$$\text{où } K_d = \frac{Al_2O_3^{\text{olivine}}}{Al_2O_3^{\text{spinel}}} \text{ et } Cr\# = 100 \times Cr / (Cr + Al).$$

Comme le thermomètre Al-dans-olivine n'a été étalonné qu'avec des spinelles à faible Ti, la paire olivine-spinelle qui peut être utilisée sont les points 158-154 pour l'échantillon KHL-1 (nous excluons la paire 159-153 de cet échantillon car le spinelle 153 est titanifère) et 60-59 pour l'échantillon KHS-7, qui donnent des températures de co-cristallisation de **1182 et 1156 °C**, respectivement (Tableau V.2).

Deuxièmement, nous avons utilisé des thermobaromètres clinopyroxène-liquide (Putrika, 2008) pour calculer la pression (P) et la température (T) à laquelle le clinopyroxène cristallise dans la chambre magmatique (pour les résultats des calculs et les équations utilisées, voir tableau V.3). Ces calculs ont donné des températures moyennes de **1190°C** (échantillon KHL-1), **1143°C** (échantillon KHS-7) et **1078°C** (échantillon KHS-2) pour les roches ultrapotassiques, les intrusions shoshonitiques et la lave shoshonitique, respectivement. Ces températures élevées expliquent la composition sub-calcique et la richesse en Al^{IV} du clinopyroxène dans ces roches (voir section chimie minérale). Les pressions moyennes calculées sont respectivement de **5,6 kbar**, **6,6 kbar** et **3,2 kbar**. En utilisant l'équation $D(km)=5+3,02 \times P(kbar)$, proposée par Scarrow et Cox (1995), les profondeurs de stockage correspondantes de la chambre magmatique

se sont avérées être de **21,9 km**, **15,3 km** et **14,7 km** pour les roches ultrapotassiques, intrusions shoshonitiques et lave shoshonitique, respectivement. Cependant, ces résultats doivent être interprétés avec prudence, car le coefficient d'échange Fe-Mg de tous les échantillons est supérieur ou inférieur à la valeur attendue de $0,28 \pm 0,08$ (Putrika, 2008) pour les clinopyroxènes en équilibre avec le magma (colonne BH, SM5). Cependant, les résultats pour les roches ultrapotassiques (KHL-1) et shoshonitiques (KHS-2) peuvent être retenus, car leurs valeurs $Kd(Fe-Mg)_{cpx-liq}$ (0,42–0,53 pour KHL-1 et 0,12–0,15 pour KHS-2) se situent dans la plage de 0,04–0,68 requise par Putrika (2008). Le fait qu'aucun des clinopyroxènes étudiés ne soit en équilibre avec la composition de la roche totale suggère qu'ils ont cristallisé à partir d'un magma interstitiel différencié. Ceci est cohérent avec la pétrographie des roches étudiées, qui montre que tous les clinopyroxènes ont cristallisé à partir de la matrice interstitielle, car il n'y a pas de phénocristaux Cpx présents. Les deux thermobaromètres à pyroxène de Putrika (2008) (Cpx et Opx) ne peuvent pas être utilisés pour l'échantillon KHS-7, le seul échantillon contenant de l'Opx, car le [Mg] de Cpx dans cet échantillon (62-66, 2) est inférieur à la valeur recommandée de 75.

Enfin, la géothermométrie plagioclase-liquide (Putrika, 2008) a été utilisée pour déterminer la température à laquelle le plagioclase a cristallisé dans la chambre magmatique. Ce modèle implique la saisie de données sur la chimie minérale du plagioclase qui est en équilibre avec le magma, qui est supposée être représentée par la composition de la roche totale. Étant donné que ce géothermomètre est légèrement dépendant de la pression, une pression arbitraire de 10 kbar a été utilisée. La température approximative de cristallisation des feldspaths plagioclases (équation 24a de Putrika, 2008; Tableau V.4) a été évaluée à l'aide de la constante d'équilibre pour l'échange Ab–An (Putrika, 2008), avec des valeurs pour $Kd(Ab-An)_{pl-liq}$ de $0,27 \pm 0,11$ à $T > 1050$ °C et $0,10 \pm 0,05$ à $T < 1050$ °C. Étant donné que les cœurs des plagioclases se sont formés à une plus grande profondeur que leurs bords, après que le magma ne soit remontée à un endroit moins profond, la température de cristallisation a été calculée pour les deux. Dans les roches shoshonitiques, les valeurs $Kd(Ab-An)_{pl-liq}$ pour les cœurs de plagioclase sont comprises entre $0,27 \pm 0,11$, avec une moyenne de 0,37 pour les coulées de lave de shoshonite et de 0,24 pour les intrusions de shoshonite. Ceci suggère que les cœurs de plagioclase étaient en équilibre avec la composition de la roche totale. En conséquence, les échantillons KHS-2 (coulée de lave shoshonitique) et KHS-7 ont donné des températures moyennes de **1086 °C** et **1125 °C**, respectivement. À l'inverse, la composition de la roche totale n'est pas représentative du magma

	Eqn 32a	Eqn. 32d	Eqn 35	
	P(kbar)	T°(C)	KD(Fe-Mg)	
KHL-1	6,86	1202,73	0,29	
KHL-1	5,34	1186,90	0,29	
KHL-1	4,72	1193,30	0,29	
KHL-1	5,50	1175,39	0,29	
KHS-2	3,31	1070,61	0,23	
KHS-2	3,47	1072,85	0,23	
KHS-2	/	1089,46	/	
KHS-2	2,78	1078,07	0,23	
KHS-7	5,23	1099,83	0,28	
KHS-7	5,62	1189,33	0,29	
KHS-7	3,47	1147,47	0,28	
KHS-7	7,49	1164,66	0,29	
KHS-7	13,10	1227,11	0,30	
KHS-7	1,38	1116,63	0,27	
KHS-7	1,06	1109,22	0,27	
KHS-7	0,91	1110,70	0,27	
KHS-7	9,61	1097,82	0,28	
KHS-7	1,93	1130,96	0,28	
KHS-7	9,33	1160,75	0,29	
KHS-7	20,10	1158,00	0,31	
			Eqn. 32d	Eqn 32a
			T(C)	P(kbar)
		Moyenne KHL-1	1189,58	5,60
		Moyenne KHS-2	1077,75	3,18
		Moyenne KHS-7	1142,71	6,60

$$T(K) = \frac{93100 + 544P(\text{kbar})}{61.1 + 36.6(X_{\text{Ti}}^{\text{cpx}}) + 10.9(X_{\text{Fe}}^{\text{cpx}}) - 0.95(X_{\text{Al}}^{\text{cpx}} + X_{\text{Cr}}^{\text{cpx}} - X_{\text{Na}}^{\text{cpx}} - X_{\text{K}}^{\text{cpx}}) + 0.395[\ln(a_{\text{En}}^{\text{cpx}})]^2} \quad (32d)$$

$$P(\text{kbar}) = 3205 + 0.384T(K) - 518 \ln T(K) - 5.62(X_{\text{Mg}}^{\text{cpx}}) + 83.2(X_{\text{Na}}^{\text{cpx}}) + 68.2(X_{\text{DiHd}}^{\text{cpx}}) + 2.52 \ln(X_{\text{Al(VI)}}^{\text{cpx}}) - 51.1(X_{\text{DiHd}}^{\text{cpx}})^2 + 34.8(X_{\text{EnFs}}^{\text{cpx}})^2 \quad (32a)$$

Tableau V.3. Détail des résultats obtenus pour le thermo-baromètre clinopyroxène et équations utilisées pour ce calcul (Putrika, 2008).

			Eqn (24a)	Observé
			T°(C)	KD(Ab-An)
KHL-1		174/2	1044,78	0,21
KHL-1		174/3	1038,61	0,32
KHL-1		174/4	1039,55	0,31
KHL-1		174/5	1040,88	0,28
KHL-1		171/1	1036,97	0,34
KHL-1		171/2	1052,01	0,40
KHL-1		173/4	1039,44	0,33
KHL-1		173/2	1035,15	0,37
KHS-2	Cœur	134/7	1086,81	0,36
KHS-2	Cœur	134/8	1086,10	0,37
KHS-2	Cœur	134/9	1086,08	0,38
KHS-2	Cœur	134/10	1087,86	0,34
KHS-2	Cœur	134/11	1084,96	0,39
KHS-2	Bord	134/2	1065,46	0,82
KHS-2	Bord	134/18	1073,67	0,63
KHS-7	Cœur	28/1	1120,70	0,30
KHS-7	Cœur	29/1	1127,35	0,21
KHS-7	Cœur	30/1	1125,47	0,24
KHS-7	Cœur	31/1	1125,52	0,24
KHS-7	Cœur	32/1	1125,28	0,25
KHS-7	Bord	26/1	1109,70	0,43
KHS-7	Bord	35/1	1095,26	0,65
KHS-7	Cœur	80/1	1125,83	0,23
KHS-7	Cœur	81/1	1123,74	0,26
KHS-7	Cœur	82/1	1125,00	0,25
KHS-7	Bord	78/1	1125,52	0,24
KHS-7	Bord	84/1	1125,70	0,23
			T°(C)	Kd
	Moyenne	KHL-1	1039,34	0,32
	Moyenne	KHS-2	1086,36	0,37
	Moyenne	KHS-7	1125,01	0,24

$$T < 1050^{\circ}\text{C} = 0.1 \pm 0.05$$

$$T > 1050^{\circ}\text{C} = 0.27 \pm 0.11$$

$$\frac{10^4}{T(\text{K})} = 6.4706 + 0.3128 \ln \left(\frac{X_{An}^{pl}}{X_{CaO}^{liq} (X_{AlO_{1.5}}^{liq})^2 (X_{SiO_2}^{liq})^2} \right) - 8.103 (X_{SiO_2}^{liq}) \quad (24a)$$

$$+ 4.872 (X_{KO_{0.5}}^{liq}) + 1.5346 (X_{Ab}^{pl})^2 + 8.661 (X_{SiO_2}^{liq})^2$$

$$- 3.341 \times 10^{-2} (P(\text{kbar})) + 0.18047 (H_2O^{liq})$$

Tableau V.4. Détail des résultats obtenus pour le thermo-baromètre plagioclase et équations utilisées pour ce calcul (Putrika, 2008).

V.3. Pétrogenèse

Les caractéristiques minéralogiques et géochimiques des volcanites du Kef Hahouner, en particulier la présence de phénocristaux d'olivine riches en Fo contenant des inclusions de spinelles riches en Cr, et les teneurs élevées en éléments compatibles (Ni, Cr), indiquent que ces roches sont **d'origine mantellique**. Les valeurs quasi homogènes des éléments majeurs dans les échantillons non altérés étudiés, ainsi que les concentrations en éléments en traces beaucoup plus élevées dans ces roches par rapport à celles de la croûte continentale excluent toute cristallisation fractionnée observée ou contamination/assimilation crustale lors de la genèse de ces roches volcaniques. De plus, leur enrichissement en éléments incompatibles, tels que Th, U, LREE et LILE, leur appauvrissement en HREE et leurs compositions isotopiques Sr-Nd-Pb sont similaires à celles des roches lamproitiques péri-méditerranéennes et du magmatisme shoshonitique contemporain. De plus, les lamproïtes méditerranéennes et d'autres lamproïtes téthysiennes (par exemple, en Chine) ont, dans leur ensemble, une signature clairement distincte par rapport aux autres roches ultrapotassiques orogéniques et aux lamproïtes anorogéniques: elles présentent une corrélation positive entre Th/La et Sm/La (Tommasini et al., 2011). Sur le diagramme Th/La vs. Sm/La (Fig. V.5), les compositions des roches volcaniques du Kef Hahouner se situent dans le domaine des lamproïtes méditerranéennes. Leur composition se situe entre la composante sédimentaire de subduction recyclée à faible rapport Sm/La et Th/La (GLOSS) et la composante à rapport élevée Th/La et Sm/La (appelée SALATHO par Tommasini et al., 2011). Le faciès shoshonitique est beaucoup plus proche de la composition GLOSS, tandis que les roches ultrapotassiques présentent des valeurs Th/La et Sm/La plus élevées et ont tendance à se déplacer vers la composante SALATHO. Sur le diagramme Rb/Sr vs. Ba/Rb (Fig. V.6), les roches ultrapotassiques et shoshonitiques du Kef Hahouner montrent également une corrélation négative claire, caractéristique des lamproïtes des marges méditerranéenne et Téthysienne (Tommasini et al., 2011; Casalini et coll., 2022a). Le groupe shoshonitique présente toutefois des valeurs Ba/Rb plus élevées que les roches ultrapotassiques.

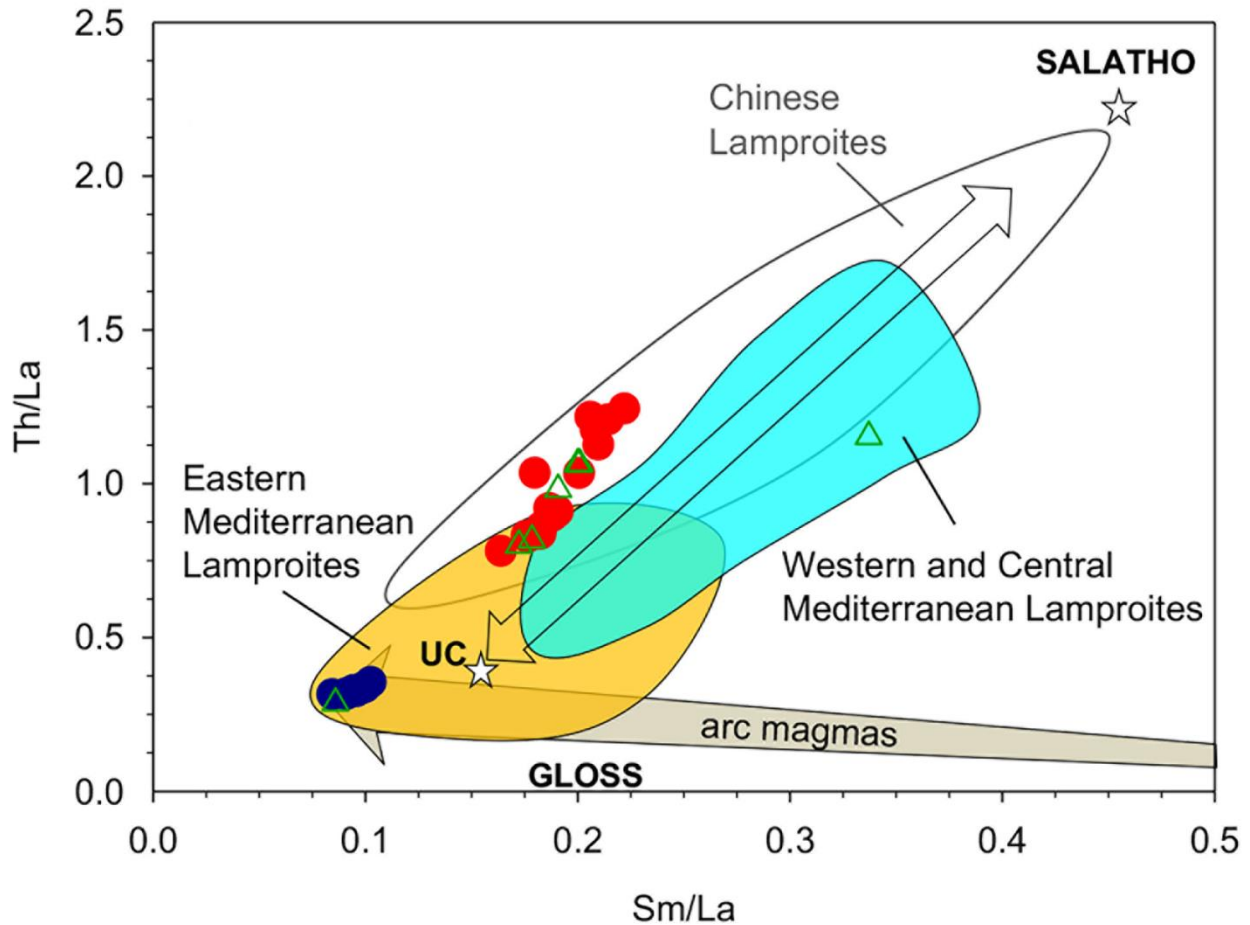


Figure V.5. Diagramme Th/La vs. Sm/La des roches ultrapotassiques et shoshonitiques du Kef Hahouner. Cercles rouges pleins : roches lamproitiques du Kef Hahouner (présente étude) ; cercles bleus pleins : shoshonites du Kef Hahouner (présente étude) ; triangles verts ouverts : roches du Kef Hahouner (Lustrino et al., 2016) ; La composition des lamproites orogéniques et des roches de type lamproite est indiquée à titre comparatif sous forme de champs (source des données : Casalini et al. 2022a, et Pe-Piper et al., 2014), à savoir : zone occidentale et centrale de la Méditerranée (domaine en cyan : Corse, Alpes occidentales, Toscane et Espagne), région méditerranéenne orientale (champ orange pâle : Serbie, Macédoine, Grèce et Anatolie occidentale), roches de type lamproite chinoises. Croûte supérieure (UC) de Rudnick et Gao (2003); GLOSS de Plank et Langmuir (1998). La composante Sm/La et Th/La élevée (SALATHO) provient de Tommasini et al. (2011).

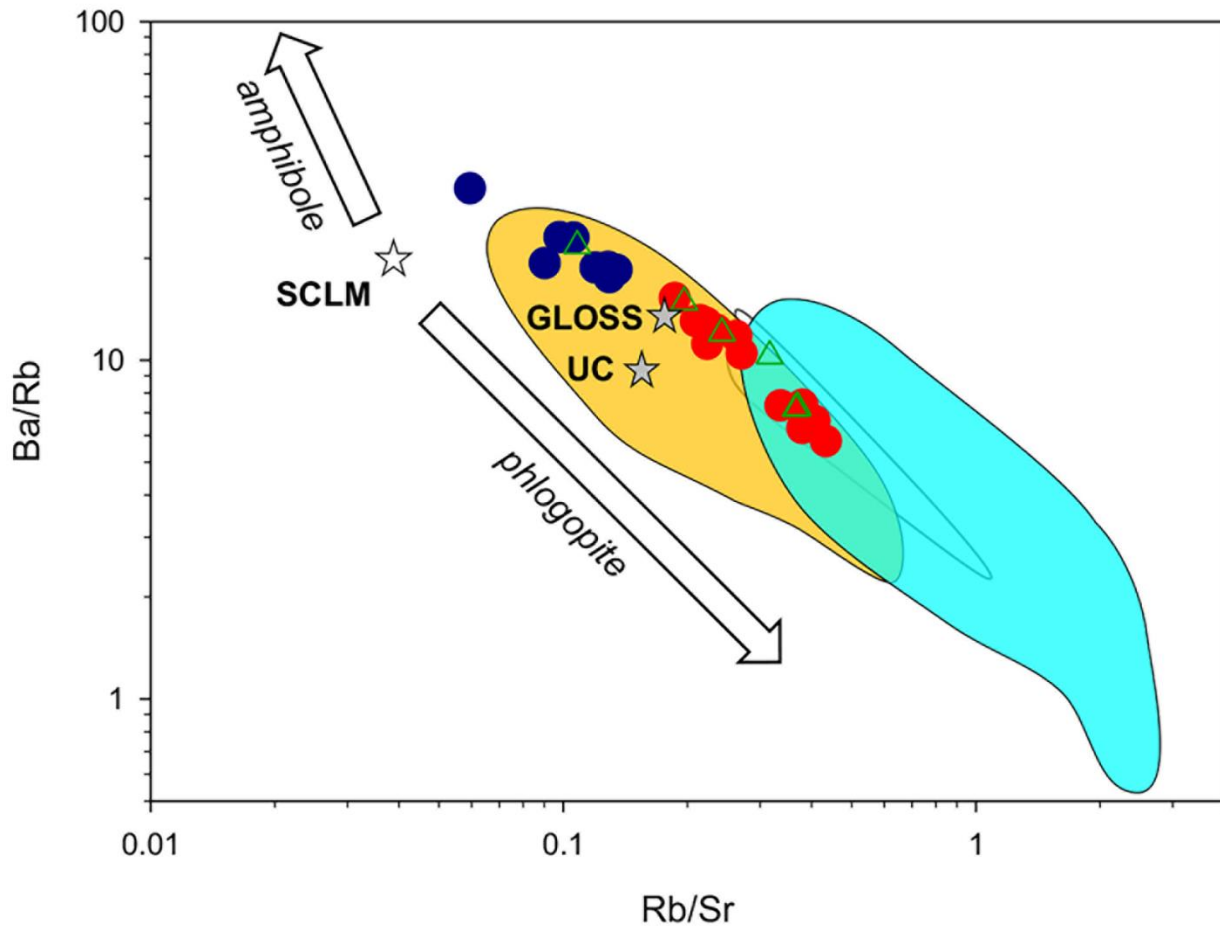


Figure V.6. Diagramme Ba/Rb contre Rb/Sr des roches ultrapotassiques et shoshonitiques du Kef Hahouner. Même légende que la figure V.5. Manteau lithosphérique sous-continentale (SCLM) de McDonough (1990).

La signature isotopique des roches étudiées confirme l'influence de la composante SALATHO dans leur genèse. Les roches du Kef Hahouner se projettent dans le domaine des lamproïtes méditerranéennes sur les diagrammes Th/La vs. $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}_i$ (Fig. V.7) et $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}_i$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_i$ (Fig. V.7), où elles se situent dans un domaine de mélange entre la composante GLOSS et la composante SALATHO. La projection des roches du Kef Hahouner dans un domaine à $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}_i$ élevé par rapport aux lamproïtes méditerranéennes (mais pas aussi élevé que pour les lamproïtes chinoises, Fig. V.7) confirme l'âge avancé suggéré par Tommasini et al. (2011) pour la formation de la composante SALATHO, ce qui suggère l'implication de l'ancienne croûte africaine.

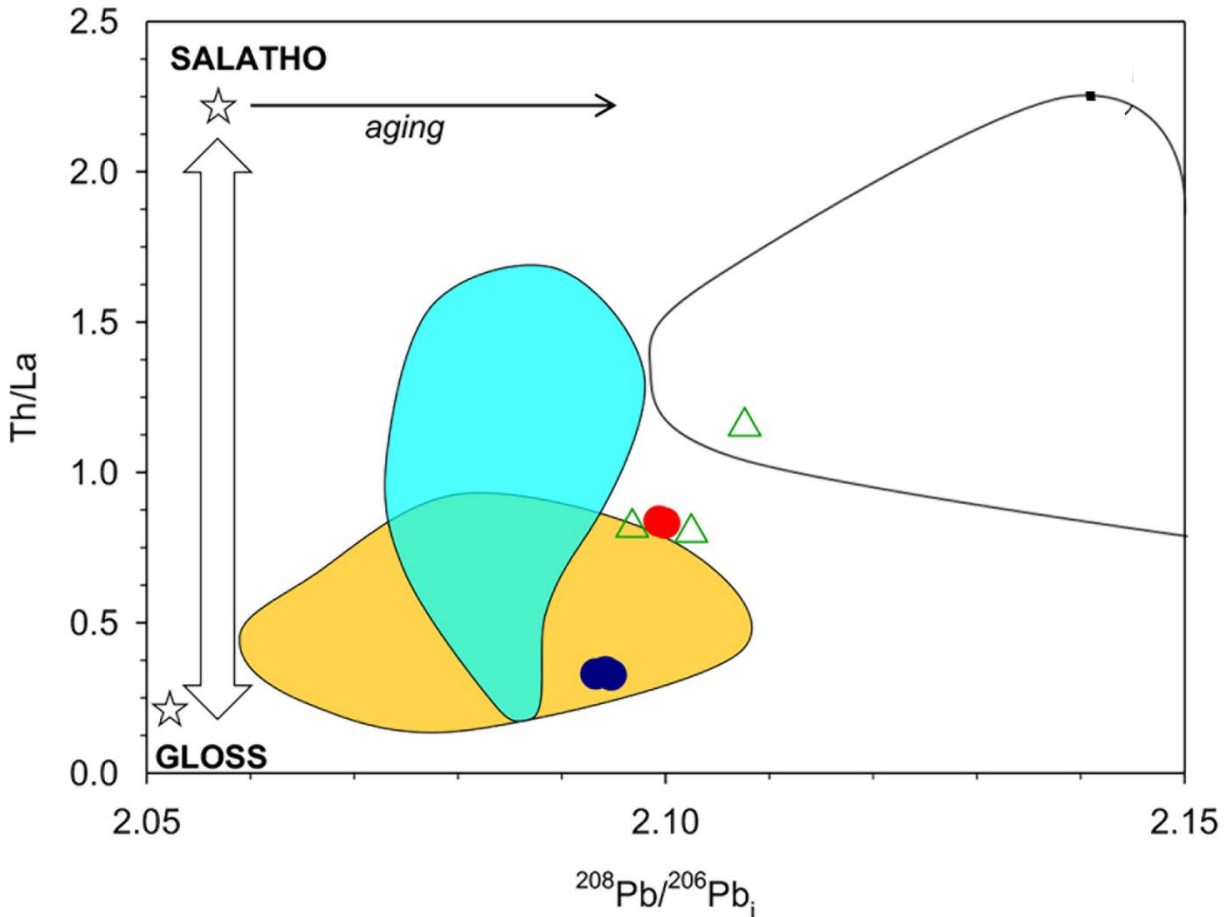


Figure V.7. Diagramme Th/La contre $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}_i$ des roches ultrapotassiques et shoshonitiques du Kef Hahouner. Même légende que la figure V.5.

À la suite des travaux de Foley et al. (1987), il a été proposé que les magmas ultrapotassiques proviennent de la fusion partielle de roches du manteau ayant été précédemment enrichies en éléments incompatibles par subduction. Foley (1992) a notamment souligné le rôle crucial de la lithosphère veinée dans l'origine de ces magmas. Des travaux ultérieurs (par exemple, Prelević et al., 2008; Conticelli et coll., 2009; Conticelli et coll., 2011; Lustrino et coll., 2011; Tommasini et coll., 2011; Prelević et coll., 2012; Pe-Piper et coll., 2014; Conticelli et coll., 2015; Lustrino et coll., 2016; Casalini et coll., 2022 bis; Bracco Gartner et coll., 2023) ont abordé la nature des agents métasomatiques, le style du métasomatisme et la relation entre les roches contemporaines calco-alcalines à teneur élevée en K, shoshonitiques, ultrapotassiques et lamproïtiques en Méditerranée, et dans les régions environnantes. Des synthèses et des études récentes (par exemple, Casalini et al., 2022b; Bracco Gartner et al., 2023) indiquent que les

lamproïtes méditerranéennes et les roches ultrapotassiques et shoshonitiques associées proviennent d'une région source du manteau métasomatisée modifiée par au moins deux composants, à savoir i) des métasédiments porteurs de lawsonite (le SALATHO) dérivés d'anciens épisodes de subduction, et ii) des sédiments pélitiques riches en K, fournis par une subduction récente. Ces composants métasomatiques ont généré un réseau de veines dont les compositions géochimiques, isotopiques et minéralogiques sont variables au sein du manteau lithosphérique péridotitique (Avanzinelli et al., 2020). Les cocktails magmatiques observés dans la région du Kef Hahouner résulteraient de la fusion partielle de ces veines et du manteau lithosphérique environnant.

Dans ce contexte, l'origine des roches ultrapotassiques et shoshonitiques de Kef Hahouner, qui sont spatialement et temporellement liées, correspond bien au modèle de fusion des roches des parois mantelliques veinées proposé par Foley (1992). Les magmas ultrapotassiques du Kef Hahouner présentent un rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ plus élevé et sont plus enrichis en K_2O et en éléments incompatibles, et plus appauvris en Al_2O_3 , Na_2O et CaO , que les magmas shoshonitiques du Kef Hahouner. Cette différence peut s'expliquer en partie par deux événements de fusion partielle mélangeant des contributions variables des veines et de la péridotite hôte, avec une contribution plus importante des veines dans la génération du magma ultrapotassique. L'augmentation de la fusion partielle du composant du manteau environnant dilue le composant ultrapotassique, produisant ainsi le magma shoshonitique. De plus, la séquence temporelle des roches du Kef Hahouner, qui passe de l'ultrapotassique à K/élément incompatible élevé à des roches shoshonitiques moins enrichies, comme l'indique la géochronologie (âges K-Ar de $10,9 \pm 0,5$ Ma et $9,3 \pm 0,5$ Ma, respectivement: Bellon et al., 1977) et la stratigraphie (roches ultrapotassiques dans la partie inférieure de la base des coulées de lave et shoshonites au sommet, séparées par des sédiments rouges du Miocène), est en excellent accord avec le modèle de fusion des roches des parois mantelliques veinées, qui prédit que l'épisode éruptif est caractérisé par un appauvrissement en K et en éléments incompatibles. Au fil du temps (Foley, 1992), comme cela a été suggéré pour d'autres associations magmatiques ultrapotassiques et shoshonitiques présentant une affinité lamproïtique et une séquence temporelle similaires (Conticelli et al., 2011). En résumé, nous supposons que la suite volcanique du Kef Hahouner est le résultat de la fusion partielle croissante d'une source de manteau métasomatisée dans laquelle la composante du manteau ambiant dilue la composante riche en

alcalins dérivée de la fusion partielle de la veine métasomatique, expliquant le passage du magma ultrapotassique au magma shoshonitique.

V.4. Comparaison avec la ceinture magmatique cénozoïque nord-africaine

Comme mentionné dans la section II.2 (chapitre II), les zones côtières au nord de la région du Kef Hahouner ont été le site d'une activité magmatique du Miocène qui a atteint son apogée il y a environ 17 Ma (Abbassene et al., 2016). Ce magmatisme appartient à la vaste ceinture magmatique cénozoïque nord-africaine (Chazot et al., 2017), dont l'origine est étroitement liée aux processus géodynamiques ayant conduit à la formation de la chaîne des Maghrébides. La suite de roches magmatiques du Miocène exposée au nord du Kef Hahouner est constituée, d'ouest en est: (i) du massif de l'Oued Amizour, composé de roches felsiques à intermédiaires plutoniques, subvolcaniques et volcaniques (andésites, microgranites, granodiorites et aplites) ainsi que de matériaux pyroclastiques (Laouar et al., 2018); (ii) du massif volcanique d'El Aouana, qui contient des roches volcaniques intermédiaires à felsiques (andésites et dacites), ainsi que des roches subvolcaniques (microdiorites et microgranodiorites) (Hamlaoui et al., 2020); (iii) du complexe volcano-plutonique de Collo-Cap Bougaroun, composé principalement de roches felsiques (granites peralumineux et microgranodiorites, microdiorites et rhyolites associées), ainsi que de matériaux mafiques rares (gabbros, microgabbros et dolérites) (Abbassene et al., 2016); (iv) le complexe granitique de Filfila, composé d'un pluton granitique et de microgranites adjacents ainsi que de dykes d'aplite (Bouabsa et al., 2010); (v) le complexe magmatique Edough-Cap de Fer, composé principalement de microgranodiorites et d'andésites, avec des dacites, des rhyolites et des diorites en moindre quantité (Laouar et al., 2002, 2005; Abbassène et coll., 2019). Toutes ces roches magmatiques sont intrusives dans les zones internes des Maghrébides ou sont mises en place au niveau de la zone de suture entre les zones internes et externes. D'un point de vue géochimique,, ces roches sont principalement de composition calco-alcaline à teneur en K élevée à moyenne, avec une forte signature de subduction-collision (Chazot et al., 2017, et les références qui y figurent).

Péetrographiquement, les roches magmatiques du Kef Hahouner ne correspondent à aucune de ces lithologies magmatiques. La composition minéralogique des roches ultrapotassiques du Kef Hahouner (phénocristaux d'olivine dans une matrice composée de

sanidine, de Ca-plagioclase, de Cpx et de phlogopite) et des roches shoshonitiques (phénocristaux d'olivine, de Ca-plagioclase et de phlogopite dans une matrice composée de sanidine, de Ca-plagioclase, de Cpx et d'Opx) rend difficile l'attribution d'un nom pétrographique clair. Aucun de ces types de roches n'est connu dans la province ignée du Miocène qui affleure au nord du Kef Hahouner.

Sur la plan géochimique, les volcanites du Kef Hahouner se distinguent des roches calco-alcalines du Miocène du nord-est de l'Algérie par leur teneur plus élevée en K_2O et leur enrichissement extrême en LREE et LILE (Rb, Ba, Sr, La) (voir les Fig. V.8 et V.9). Sur le diagramme Th/Yb vs. Nb/Yb (Fig. V.10), les roches calco-alcalines du Miocène du nord-est de l'Algérie se situent en partie dans le domaine des arcs continentaux, tandis que les roches ultrapotassiques et shoshonitiques du Kef Hahouner sont fortement enrichies par rapport à ces dernières. Sur le plan isotopique, les roches ultrapotassiques et shoshonitiques du Kef Hahouner présentent les valeurs $^{87}Sr/^{86}Sr_i$ les plus basses à une valeur $^{143}Nd/^{144}Nd_i$ donné par rapport aux roches calco-alcalines du Miocène du nord-est de l'Algérie (Fig. V.11). Les compositions élevées en Sr radiogénique des roches calco-alcalines du Miocène du nord-est de l'Algérie sont attribuées à la contamination crustale et à l'anatexie locale (Chazot et al., 2017). Les compositions isotopiques du Pb ne sont pas disponibles pour les roches calco-alcalines du Miocène du nord-est de l'Algérie. Tout comme pétrographie, les compositions chimiques et isotopiques des roches étudiées sont uniques parmi les roches ignées du Miocène du nord-est de l'Algérie.

Les caractéristiques spatio-temporelles du volcanisme du Kef Hahouner sont également remarquables, car il s'agit du magmatisme miocène le plus méridional et le plus récent du nord-est algérien (le volcanisme du Kef Hahouner s'étend de 10,9 à 9,3 Ma, alors que l'ensemble de l'activité magmatique se situe entre 17 et 13 Ma).

Parmi toutes les roches de la province magmatique cénozoïque d'Afrique du Nord, seules les shoshonites/latites du massif volcanique de Gourougou au Maroc présentent des similitudes pétrologiques et géochimiques avec les shoshonites du Kef Hahouner sont les shoshonites/latites du massif volcanique de Gourougou au Maroc (Hernandez, 1986). ces dernières présentent un [Mg] relativement faible (entre 39 et 56) et des teneurs en Ni et Cr extrêmement faibles (Gill et al., 2004), ce qui indique qu'elles sont le produit d'une cristallisation fractionnée par assimilation (AFC).

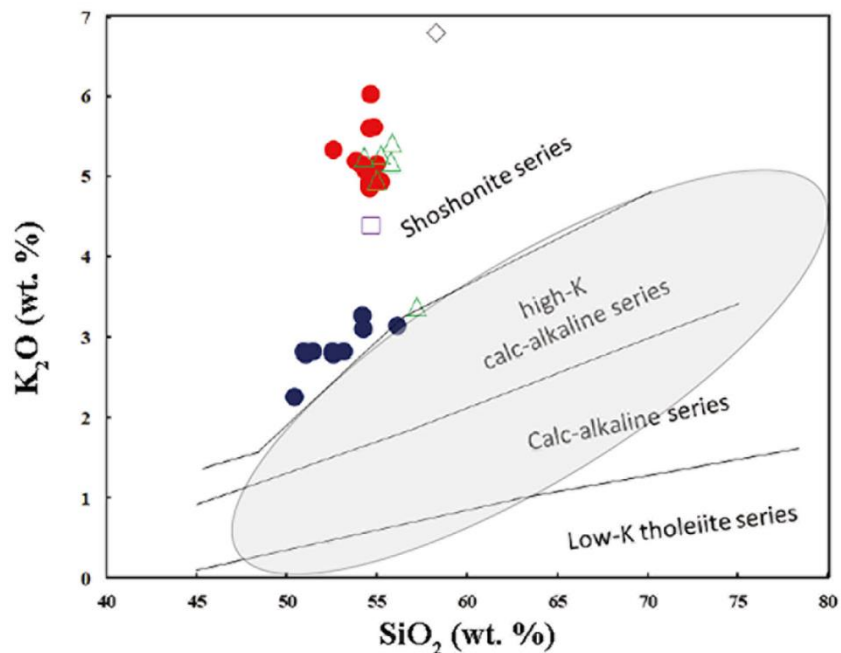


Figure V.8. Diagrammes géochimiques comparant les roches ultrapotassiques-shoshonitiques du Kef Hahouner (symboles comme sur les précédentes figures) et les roches magmatiques du Miocène du nord-est de l'Algérie (domaine gris clair). Exemple du diagramme K_2O vs SiO_2 (le domaine gris clair provient de Chazot et al., 2017).

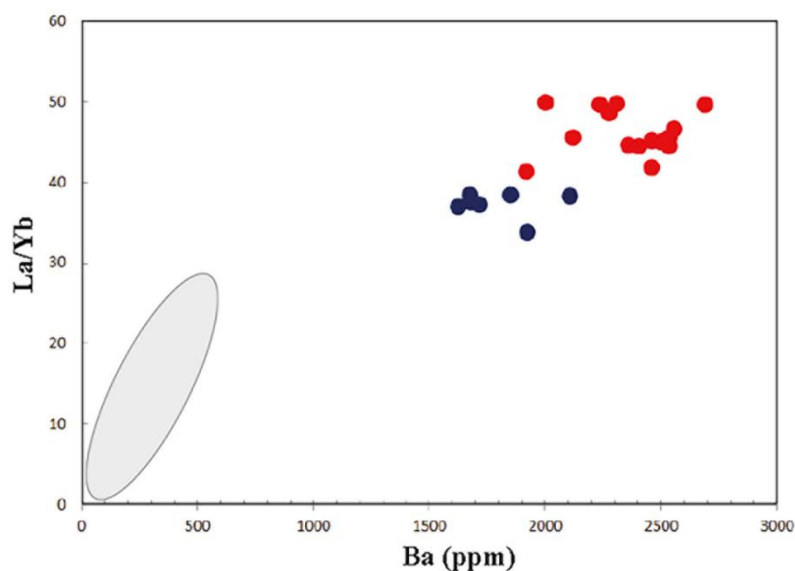


Figure V.9. Diagrammes géochimiques comparant les roches ultrapotassiques-shoshonitiques du Kef Hahouner (symboles comme sur les précédentes figures) et les roches magmatiques du Miocène du nord-est de l'Algérie (domaine gris clair). Exemple du diagramme La/Yb vs. Ba (le domaine gris clair provient de Chazot et al., 2017).

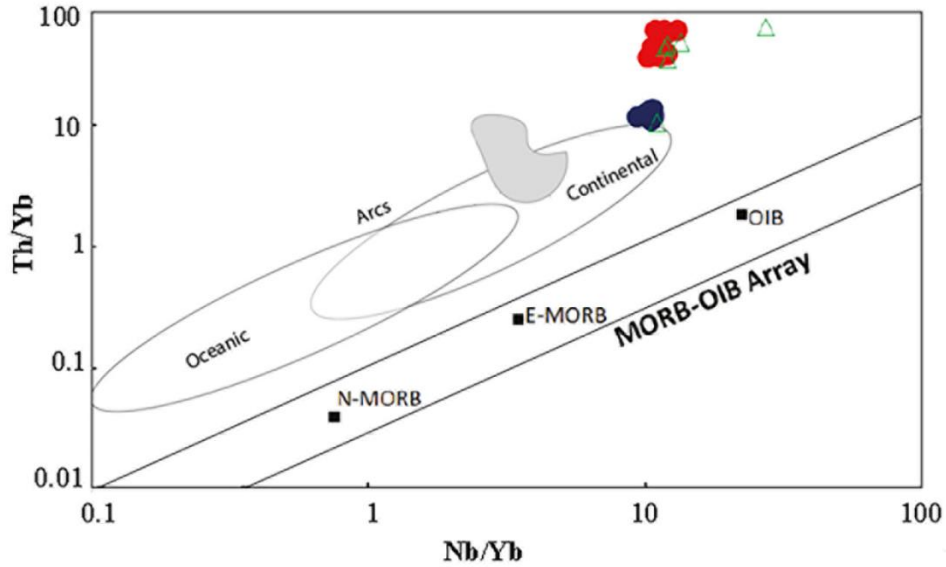


Figure V.10. Diagrammes géochimiques comparant les roches ultrapotassiques-shoshonitiques du Kef Hahouner (symboles comme sur les précédentes figures) et les roches magmatiques du Miocène du nord-est de l'Algérie (domaine gris clair). Exemple du diagramme Th / Yb vs Nb / Yb (Pearce, 2014) (le domaine gris clair provient de Bouabssa et al., 2010; Abbassène et coll., 2019; Laouar et coll., 2018; Hamlaoui et coll., 2020).

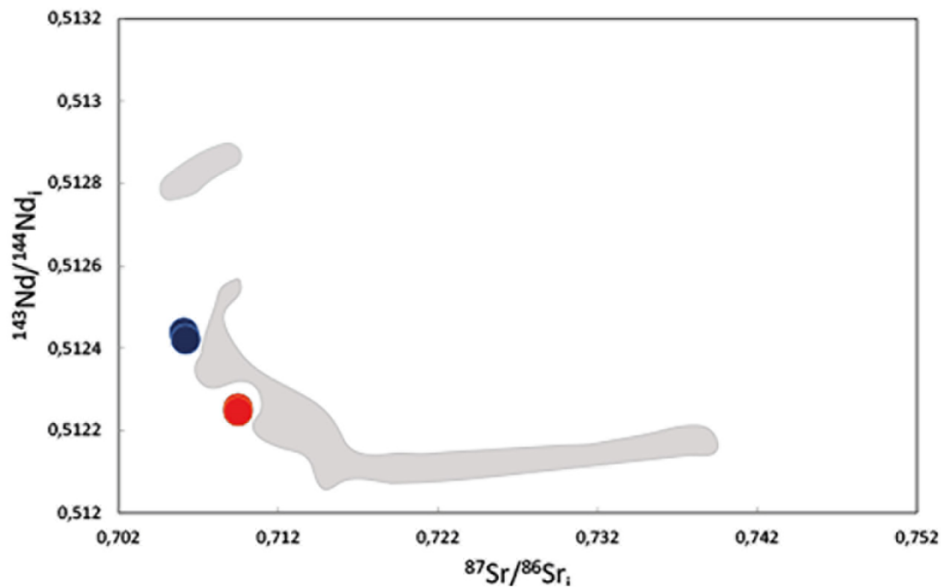


Figure V.11. Diagrammes géochimiques comparant les roches ultrapotassiques-shoshonitiques du Kef Hahouner (symboles comme sur les précédentes figures) et les roches magmatiques du Miocène du nord-est de l'Algérie (domaine gris clair). Exemple du diagramme $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$ versus $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ (le domaine gris clair provient de Chazot et al., 2017)..

En conclusion, les caractéristiques pétrologiques et géochimiques des roches ultrapotassiques et des shoshonites du Kef Hahouner indiquent qu'elles n'ont pas d'équivalent dans toute la ceinture magmatique cénozoïque d'Afrique du Nord.

V.5. Implications géodynamiques

Plusieurs modèles tectono-magmatiques ont été proposés pour expliquer l'origine du magmatisme miocène dans le nord-est de l'Algérie. Le plus largement accepté d'entre eux implique une rupture du panneau plongeant le long de l'Afrique du Nord, qui a conduit à la mise en place d'un magmatisme lié au détachement d'un slab dans la région (Maury et al., 2000; Coulon et al., 2002; Laouar et al., 2005; Chazot et al., 2017). Plus précisément, ce modèle propose les étapes suivantes:

(i) La subduction du slab océanique de la Téthys, orienté NW, sous le terrane continental de la Petite Kabylie. On pense que ce processus de subduction est responsable du métasomatisme du manteau lithosphérique kabyle avant la collision entre le terrane kabyle et la marge passive nord-africaine.

(ii) La collision entre les deux plaques a eu lieu pendant le Burdigalien (il y a environ 17 Ma), entraînant le détachement du slab océanique téthysien. En réponse à la rupture du slab, une remontée de l'asthénosphère s'est produite, entraînant l'érosion thermique de la lithosphère kabyle et la fusion partielle du manteau lithosphérique kabyle précédemment métasomatisé. Le magma ainsi généré a été mis en place dans la chaîne des Maghrébides, dans un contexte de compression post-collisionnelle, produisant les premiers granitoïdes de type S, avec une contamination crustale significative. Ceci a été suivi par la mise en place de magmas relativement plus jeunes dans un régime d'extension produisant des granitoïdes de signature de type I.

(iii) L'arrêt du magmatisme à la fin du Serravallien est probablement dû au rééquilibrage thermique et au refroidissement de la lithosphère et de l'asthénosphère sous la microplaque kabyle (Chazot et al., 2017).

Ce modèle tectono-magmatique semble expliquer la plupart des caractéristiques principales du magmatisme miocène dans le nord-est de l'Algérie. L'activité magmatique prolongée aux deux extrémités de la ceinture magmatique cénozoïque nord-africaine après le Tortonien s'explique généralement par la propagation du détachement du « slab » vers l'est (en Tunisie) et vers l'ouest (en Oranie et au Maroc) (Maury et al., 2000; Coulon et coll., 2002).

Le volcanisme ultrapotassique et shoshonitique du Kef Hahouner n'a été pris en compte dans aucun des modèles de rupture du slab mentionnés dans la littérature. De plus, certains des événements tectoniques majeurs qui ont affecté la chaîne des Maghrébides, dans le nord-est de l'Algérie, pendant le Tortonien, semblent incompatibles avec l'inactivité tectonique apparente prédite par le modèle de rupture du slab à cette époque. En effet, Recanati et al. (2019) ont récemment mis en évidence l'exhumation rapide et majeure de plusieurs kilomètres du domaine kabyle lors du Tortonien. Ces auteurs ont interprété cet événement comme une conséquence du début de la subduction par pendage sud au nord du domaine de la Petite Kabylie. Cependant, il n'existe aucune trace de cette subduction dans les archives géologiques récentes, alors qu'une récente étude de modélisation thermomécanique (Hamai et al., 2018) suggère qu'elle aurait pu commencer le long de la marge nord-africaine inversée de l'Algérie. De plus, le Tortonien a coïncidé avec le début de la formation de grands bassins dans le nord-est de l'Algérie, comme le bassin miocène de Constantine et le bassin pull-apart plio-quaternaire de Guelma (Coiffait, 1992 ; Maouche et al., 2013). Tous ces événements semblent être liés. La base du remplissage sédimentaire du bassin de Constantine est ainsi constituée de sédiments molassiques probablement issus de l'érosion du terrain nord en relief, formé par l'exhumation du socle kabyle. Le volcanisme ultrapotassique et shoshonitique du Kef Hahouner s'est produit au sommet de cette formation. On en déduit donc que la formation du bassin de Constantine et le volcanisme contemporain du Kef Hahouner sont survenus à la suite d'une extension lithosphérique, résultant d'un réajustement isostatique en réponse à l'érosion du domaine kabyle exhumé. La faille majeure du Kef Hahouner-Djebel Debbagh est également un élément clé dans ce contexte, car elle délimite la limite nord des bassins de Constantine et de Guelma et a servi de voie par laquelle les magmas mantelliques du Kef Hahouner ont atteint la surface. Les modèles tectono-magmatiques de l'évolution géodynamique miocène de la chaîne des Maghrébides doivent donc pouvoir intégrer l'ensemble de ces éléments.

Il est donc probable que le déclenchement du volcanisme ultrapotassique et shoshonitique dans la région du Kef Hahouner est probablement lié à un épisode d'extension le long de la zone de faille du Kef Hahouner-Djebel Debbagh, en réponse à l'exhumation tortonienne de plusieurs kilomètres et à l'érosion subséquente du socle kabyle immédiatement au nord de la zone d'étude. La preuve de cet événement provient de la formation molassique continentale rouge basale presque contemporaine (conglomérats de Kef Mguerguet) du bassin de Constantine, qui est coiffée par les laves ultrapotassiques et shoshonitiques de Kef Hahouner. De plus, cet événement d'extension représente probablement les étapes initiales d'un effondrement d'extension plus important récemment documenté dans le nord de la Tunisie, qui a migré vers l'est de la fin du Miocène jusqu'au Pliocène en réponse à la propagation de la déchirure du slab vers l'est (Booth-Rea et al., 2018, 2023). De plus, la faille de décrochement du Kef Hahouner – Djebel Debbagh peut représenter l'expression en surface d'une grande faille de déchirure lithosphérique de bord de subduction (STEP fault) associée au recul du slab vers l'est du front de subduction des Maghrébides. En effet, la nature du volcanisme au Kef Hahouner, qui indique une ascension rapide du magma à partir du manteau et sa mise en place au sein de la faille du Kef Hahouner-Djebel Debbagh, suggère que cette faille est probablement de nature lithosphérique très profonde. Dans le contexte du cadre géodynamique de la chaîne des Maghrébides et de l'orogénèse alpine dans la région méditerranéenne occidentale, cette faille lithosphérique ne peut correspondre qu'à une faille de type STEP, équivalente à la faille de décrochement dextre de Socovos dans les Bétiques orientales au sud de l'Espagne (Pérez-Valera et al., 2013) et à la grande faille néogène de type STEP qui sépare les microplaques anatoliennes et égéennes dans le nord-est de la mer Égée (Pe-Piper et al., 2014). Dans les deux cas, des laves ultrapotassiques et shoshonitiques sont associées à ces structures géologiques majeures.

Néanmoins, la question de l'explication de la survenue de ces événements majeurs durant le Tortonien, dans le contexte géodynamique régional de la chaîne des Maghrébides, reste entière. Un épisode majeur d'exhumation, suivi d'un magmatisme ultrapotassique/shoshonitique, serait cohérent avec le contexte géodynamique de la rupture du slab lithosphérique (Davies et von Blanckenburg, 1995). De plus, des recherches récentes (Palmer et al., 2019) indiquent que l'apparition de volcanisme ultrapotassique coïncide avec la rupture du slab ou se produit peu de temps après. De plus, les sources mantelliques hautement enrichies du volcanisme du Kef

Hahouner nécessitent un épisode métasomatique récent et intense dans la région source, induit par la subduction du slab. Cependant, comme l'ont souligné Recanati et al. (2019), ces événements ne peuvent être attribués au détachement du slab téthysien, qui s'est produit beaucoup plus tôt (au Burdigalien, vers 17 Ma ou avant).

Pour réconcilier nos nouvelles données avec les modèles tectono-magmatiques actuels, nous proposons un nouveau modèle géodynamique impliquant un deuxième événement de retrait lithosphérique survenu au cours du Tortonien (Fig. V.12). Suite à la rupture du slab océanique téthysien durant le Burdigalien supérieur, une subduction continentale a pris le relais, impliquant la subduction de la marge continentale africaine sous le domaine kabyle. Cette subduction a entraîné un fort événement métasomatique dans la lithosphère sous-jacente du manteau kabyle, car la croûte continentale subduite est une source majeure de volatils et d'éléments incompatibles (Borghini et al., 2023). On pense également que la subduction continentale joue un rôle clé dans la génération du magmatisme ultrapotassique (Söder et Romer, 2018; Tang et al., 2022; Borghini et coll., 2023). Cela pourrait expliquer l'absence de magmatisme ultrapotassique parmi les roches magmatiques du Miocène du nord-est de l'Algérie, qui sont liées à la fusion partielle de la lithosphère du manteau kabyle métasomatisée par le slab océanique téthysien. Inversement, le volcanisme ultrapotassique/shoshonitique hautement enrichi du Kef Hahouner résulte de la fusion d'une source mantellique plus enrichie métasomatisée par un slab continental. La subduction continentale qui s'est produite entre le Burdigalien et le Tortonien explique également pourquoi il y a eu une activité magmatique mineure au cours de cette période dans le nord-est de l'Algérie. Cette deuxième subduction s'est terminée au Tortonien avec la rupture de la marge continentale africaine de subduction. Cet événement a conduit à l'exhumation du socle kabyle au Tortonien, puis à la mise en place du magmatisme ultrapotassique/shoshonitique au Kef Hahouner. Il convient de noter que deux segments de slabs ont été imagés sous l'est de l'Algérie (Fichtner et Villaseñor, 2015). Le premier se trouve sous la côte algérienne et représente probablement le vestige du slab océanique téthysien. La seconde est située sous les régions de Khenchela et du Constantinois dans le nord-est de l'Algérie, immédiatement au sud de la région du Kef Hahouner (Radi et al., 2017; Radi et Yelles-Chaouche, 2022), et pourrait représenter le segment du slab de subduction détaché de la plaque continentale africaine. La subduction continentale est souvent invoquée pour expliquer les événements tectono-

magmatiques dans la ceinture orogénique alpine-himalayenne, en particulier dans l'orogène himalayen-tibétain (Mahéo et al., 2002), où plusieurs études ont révélé des signes de subduction du slab continental indien sous le terrane de Lhasa après la rupture du slab océanique de la Néo-Téthys (Hao et al., 2022, et les références qui y figurent).

Enfin, pour reprendre les termes de Pérez-Valera et al. (2013) concernant la faille espagnole de Socovos, qui partage de nombreuses similitudes avec la faille du Kef Hahouner-Djebel Debbagh, cette dernière pourrait **représenter l'expression en surface de la déchirure lithosphérique de bord de subduction du slab lithosphérique africain.**

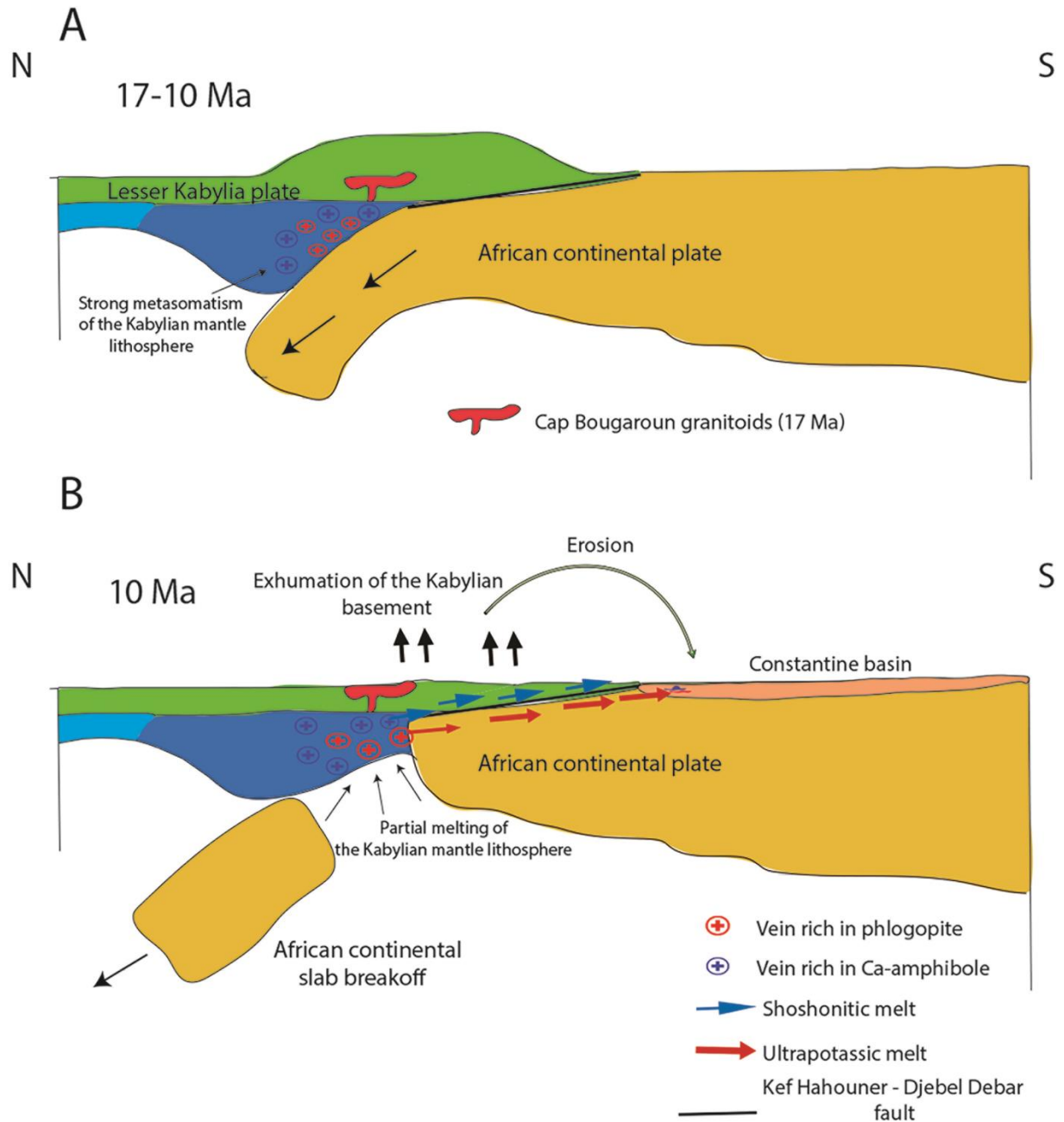


Figure V.12. Esquisse de coupes géologiques montrant un modèle géodynamique (tectono-magmatique) post-collisionnel possible dans la zone d'étude entre 17 et 10 Ma. A: Subduction de la marge continentale africaine sous le domaine kabyle à 17-10 Ma. B: Rupture de la marge continentale africaine de subduction à 10 Ma, suivie de l'exhumation et de l'érosion du socle kabyle, et de la mise en place des roches ultrapotassiques et shoshonitiques du Kef Hahouner.

CONCLUSION GENERALE

Dans cette thèse de doctorat, nous nous sommes intéressés aux grands accidents tectoniques du nord-est algérien, en prenant comme exemple le plus grand et le plus important d'entre eux : celui du Kef Hahouner-Djebel Debbagh. Les principaux objectifs étaient de déterminer l'extension de cet accident dans l'espace, notamment vers l'ouest, et de comprendre son origine. Pour le premier objectif, nous avons utilisé les outils de la télédétection et de la géophysique (aéromagnétisme). Pour le second, nous avons étudié des roches volcaniques uniques en Afrique du Nord en raison de leur composition chimique (roches ultrapotassiques/shoshonitiques de nature mantellique) qui se sont mises en place au sein de cet accident. Cette étude nous a permis de déterminer l'origine de ces roches et de proposer un modèle géodynamique de leur mise en place, ce qui nous a permis d'expliquer l'origine de l'accident du Kef Hahouner – Djebel Debbagh. Les principaux résultats et apports de ce travail de thèse sont les suivants :

- Une étude bibliographique sur les accidents du nord-est de l'Algérie a permis de dresser pour la première fois un inventaire exhaustif de tous les accidents de cette région. Un développement particulier a été consacré à l'accident du Kef Hahouner-Djebel Debbagh, qui fait l'objet de cet travail de Thèse.
- L'utilisation d'outils de télédétection, notamment de scènes MNT, a permis de montrer que l'extension de l'accident du Kef Hahouner-Djebel Debbagh dans l'espace est beaucoup plus importante que ce qui était admis jusqu'à présent. Il semblerait que cet accident s'étende de la région de Thibar, en Tunisie, à l'est, jusqu'à la région de Berrouaghia, en Algérie, à l'ouest, sur plus de 600 km. Cette extension vers l'ouest, mise en évidence pour la première fois, est étayée par des données géologiques présentées dans ce travail. Ce résultat inédit confirme l'originalité et l'importance de l'accident du Kef Hahouner-Djebel Debbagh dans le contexte géologique de la chaîne des Maghrébides en Afrique du Nord. Les résultats obtenus montrent également l'efficacité de l'utilisation de traitements adéquats sur les modèles numériques de terrain (MNT) pour étudier l'extension des grands accidents tectoniques dans une région donnée.
- L'utilisation de l'aéromagnétisme dans la région du Kef Hahouner a révélé que l'accident du Kef Hahouner-Djebel Debbagh était constitué d'un couloir de failles parallèles, et non d'une seule faille, comme c'est le cas pour les grands accidents tectoniques. L'étude a

permis de mettre en évidence l'existence d'au moins trois failles parallèles, jamais observées auparavant. Ces résultats montrent l'efficacité de l'aéromagnétisme pour détecter des accidents invisibles sur les photos aériennes ou satellites.

- L'étude des roches volcaniques ultrapotassiques et shoshonitiques du Kef Hahouner a été réalisée à partir d'observations détaillées sur le terrain, ainsi que d'analyses pétrographiques, géochimiques (éléments majeurs, traces et terres rares) et isotopiques (Sr, Nd, Pb).
- Les observations de terrain ont permis de découvrir de nouveaux affleurements, jamais signalés auparavant, constitués d'intrusions sub-volcaniques riches en xénolithes et de pyroclastites (pépérites).
- Le massif volcanique du Kef Hahouner se compose de deux types de roches : des coulées et des intrusions subvolcaniques orientées nord-ouest-sud-est. Ces roches se sont mises en place au sommet de la formation molassique inférieure du bassin de Constantine.
- Les études pétrographiques, minéralogiques, géochimiques et isotopiques révèlent deux groupes de roches volcaniques : les roches ultrapotassiques de nature lamproïtque et les shoshonites.
- La suite volcanique du Kef Hahouner présente plusieurs similitudes avec les lamproïtes méditerranéennes, en particulier celles de la Méditerranée orientale. Cela implique une source mantellique lithosphérique fortement enrichie (dans un réseau de veines) par deux agents métasomatiques : le plus ancien serait responsable de la signature SALATHO de ces roches, tandis que l'agent pélitique riche en potassium, plus récent, proviendrait de la subduction récente. La transition entre les magmas ultrapotassiques et les magmas shoshonitiques est très probablement le résultat d'une fusion partielle croissante d'une source mantellique fortement métasomatisée, dans laquelle la composante mantellique ambiante dilue la composante riche en alcalins dérivée de la fusion partielle de la veine.

- Par rapport aux roches de la ceinture magmatique cénozoïque d'Afrique du Nord, et en particulier aux roches magmatiques du Miocène du nord-est de l'Algérie, les roches ultrapotassiques et shoshonitiques du Kef Hahouner n'ont pas d'équivalent dans toute la province.
- Pour expliquer le récent épisode métasomatique intense dans la région source, ainsi que la formation et la mise en place des roches ultrapotassiques et des shoshonites, nous proposons un nouveau modèle géodynamique pour la région. Celui-ci suggère une subduction de la marge continentale africaine sous le domaine kabyle, suivie d'une rupture au cours du Tortonien. La faille observée du Kef Hahouner-Djebel Debbagh pourrait correspondre à la faille de rupture associée au bord sud de la plaque lithosphérique africaine subductée.

La faille de décrochement du Kef Hahouner – Djebel Debbagh représente probablement l'expression en surface d'une grande faille de déchirure lithosphérique de bord de subduction (STEP fault).

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Abbassene, F., Bellon, H., Coutelle, A., Belanteur, O., El Azzouzi, M., 2025. Oligo-Miocene Alpine tectonic evolution and related igneous activity along the Central-Eastern Algerian margin. *Journal of African Earth Sciences* 232, 105811. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2025.105811>

Abbassene, F., Chazot, G., Bellon, H., Bruguier, O., Ouabadi, A., Maury, R.C., Deverchère, J., Bosch, D., Monié, P., 2016. A 17 Ma onset for the post-collisional K-rich calc-alkaline magmatism in the Maghrebides: evidence from Bougaroun (northeastern Algeria) and geodynamic implications. *Tectonophysics* 674, 114-134. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.02.013>

Abbassene, F., Chazot, G., Bellon, H., Maury, R.C., Courme-Rault, M.D., Ouabadi, A., Coutelle, A., 2019. New chronostratigraphic constraints on the emplacement of Miocene high-K calc-alkaline igneous rocks from West Edough-Cap de Fer, NE Algeria. *Arabian Journal of geosciences* 12, 22. <https://doi.org/10.1007/s12517-018-4196-9>

Ahmed-Said, Y., Leake, B.E., Rogers, G., 1993. The petrology, geochemistry and petrogenesis of the Edough igneous rocks, Annaba, NE Algeria. *Journal of African Earth Sciences* 17, 111-123. [https://doi.org/10.1016/0899-5362\(93\)90027-N](https://doi.org/10.1016/0899-5362(93)90027-N)

Aïte, M.O., Gélard, J.P., 1997. Distension néogène post-collisionnelle sur le transect de Grande-Kabylie (Algérie). *Bulletin de la Société géologique de France (4^{ème} s.)* 168, 423-436.

Aksoy, I., Kibici, Y. 2024. Mineral chemistry and P-T conditions of the Karakaya volcanites at Kırka-Afyon-Isparta volcanic province, Afyon, Turkey. *Geologica Acta* 22.2, 1-21. <https://doi.org/10.1344/GeologicaActa2024.22.2>

Alken, P., Thébault, E., Beggan, C.D., Amit, H., Aubert, J., Baerenzung, J., Bondar, T.N., Brown, W.J., Califf, S., Chambodut, A., et al., 2021. International geomagnetic reference field: The thirteenth generation. *Earth Planets Space*, 73, 49. <https://doi.org/10.1186/s40623-020-01288-x>

Ammannati, E., Jacob, D.E., Avanzinelli, R., Foley, S.F., Conticelli, S., 2016. Low Ni olivine in silica-undersaturated ultrapotassic igneous rocks as evidence for carbonate metasomatism in

the mantle. *Earth and Planetary Science Letters* 444, 64-74.
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.03.039>.

Avanzinelli, R., Lustrino, M., Mattei, M., Melluso, L., Conticelli, S., 2009. Potassic and ultrapotassic magmatism in the circum-Tyrrhenian region: Significance of carbonated pelitic vs. pelitic sediment recycling at destructive plate margins. *Lithos* 113, 213-227.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2009.03.029>

Avanzinelli, R., Bianchini, G., Tiepolo, M., Jasim, A., Natali, C., Braschi, E., Dallai, L., Beccaluva, L., Conticelli, S., 2020. Subduction-related hybridization of the lithospheric mantle revealed by trace element and Sr-Nd-Pb isotopic data in composite xenoliths from Tallante (Betic Cordillera, Spain). *Lithos* 352-353, 105316. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.105316>

Avanzinelli, R., Boari, E., Conticelli, S., Francalanci, L., Guarnieri, L., Perini, G., Petrone, C.M., Tommasini, S., Ulivi, M., 2005. High precision Sr, Nd, and Pb isotopic analyses using the new generation Thermal Ionisation Mass Spectrometer ThermoFinnigan Triton-Ti®. *Periodico di Mineralogia*, 74, 147-166.

Baker, J., Peate, D., Waight, T., Meyzen, C., 2004. Pb isotopic analysis of standards and samples using a ^{207}Pb - ^{204}Pb double spike and thallium to correct for mass bias with a double-focusing MC-ICP-MS. *Chemical Geology* 211, 275-303.
<https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2004.06.030>.

Bellon, H., Lepvrier, C., Magné, J., Raymond, D., 1977. L'activité éruptive dans l'Algérois: nouvelles données géochronologiques. *Géologie Méditerranéenne* 4(4), 291-298.

Bendjama, H., 2022. Caractérisation des séquences sismiques récentes dans la région tectonique de la faille décrochante de Mcid Aïcha-Debbagh, Nord-Est de l'Algérie. *Thèse de Doctorat en Sciences, Université Abou Bekr Belkaid, Tlemcen*, 334 p.

Bendjama, H., Yelles-Chaouche, A., Boulahia, O., Abacha, I., Mohammedi, Y., Beldjoudi, H., Taki-Eddine Rahmani, S., Belheouane, O., 2021. The March 2017 earthquake sequence

along the E-W-trending Mcid Aïcha-Debbagh Fault, northeast Algeria. *Geosciences Journal* 25(5), 697-713. <https://doi.org/10.1007/s12303-020-0059-y>

Benito, R., Lopez-Ruiz, J., Cebria, J.M., Hertogen, J., Doblas, M., Oyarzun, R., Demaiffe, D., 1999. Sr and O isotope constraints on source and crustal contamination in the high-K calc-alkaline and shoshonitic Neogene volcanic rocks of SE Spain. *Lithos* 46, 733-802. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(99\)00003-1](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(99)00003-1)

Betts P.G., Moore, D., Aitken, A., Blaikie, T., Jessell, M., Ailleres, L., Armit, R., McLean, M., Munukutla, R., Chukwu, C., 2024. Geology from aeromagnetic data. *Earth-Science Reviews*, 258, 104958. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2024.104958>

Blayac, J., 1912. Esquisse géologique du bassin de la Seybouse et de quelques régions voisines. Bulletin du Service de la Carte géologique de l'Algérie. 2^{ème} série, n°6, In-8°, 492 p., 53 fig., 5 pl. h.-t.

Booth-Rea, G., Gaidi, S., Melki, F., Marzougui, W., Azanon, J.M., Zargouni, F., Galve, J.P., Perez-Pena, J.V., 2018. Late Miocene extensional collapse of Northern Tunisia. *Tectonics* 37, 1626-1647. <https://doi.org/10.1029/2017TC004846>

Booth-Rea, G., Gaidi, S., Melki, F., Marzougui, W., Ruano, P., Nieto, F., Azañón, J.M., Galve, J.P., Hidas, K., Garrido, C.J., 2023. Metamorphic Domes in Northern Tunisia: Exhuming the roots of nappe belts by widespread post-subduction delamination in the Western Mediterranean. *Tectonics* 42, e2022TC007467. <https://doi.org/10.1029/2022TC007467>

Borghini, A., Nicoli, G., Ferrero, S., O'Brien, P.J., Laurent, O., Remusat, L., Borghini, G., Milani, S., 2023. The role of continental subduction in mantle metasomatism and carbon recycling revealed by melt inclusions in UHP eclogites. *Science Advances* 9, eabp9482. <https://doi.org/10.1126/sciadv.abp9482>

Bouabssa, L., Marignac, C., Chabbi, R., Cuney, M., 2010. The Filfila (NE Algeria) topaz-bearing granites and their rare metal minerals: Petrologic and metallogenic implications. *Journal of African Earth Sciences* 56, 107-113. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2009.05.008>

Bouarroudj, M.T., 1986. Etude métallogénique du district mercurifère de la chaîne Nord-Numidique (région d'Azzaba, Algérie Nord Orientale). Contrôle des minéralisations et prospective de recherche. *Thèse de Docteur-Ingénieur, Université Pierre et Marie Curie, Paris 6, 270 p.*

Boubaya, D., 2013. Etude géophysique du Nord de l'Aurès et des régions limitrophes. *Thèse de Doctorat en Sciences, USTHB, Alger, 125 p.*

Bouillin, J.-P., 1986. Le "bassin maghrébin"; une ancienne limite entre l'Europe et l'Afrique à l'ouest des Alpes. *Bulletin de la Société géologique de France (8^{ème} s.) 2, 547-558.* <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.II.4.547>

Bouillin, J.-P., Raoult, J.F., 1971. Présence sur le socle kabyle du Constantinois d'un olistostrome lié au charriage des flyschs: le Numidien peut-il être un néoautochtone? *Bulletin de la Société géologique de France (7^{ème} s.) 13, 338-362.* <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.S7-XIII.3-4.338>

Bouillin, J.-P., Durand-Delga, M., Gelard, J.P., Leikine, M., Raoult, J.F., Raymond, D., Tefiani, M., Vila, J.M., 1970. Définition d'un flysch massylien et d'un flysch maurétanien au sein des flyschs allochtones de l'Algérie. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences [Paris] 270, 2249-2252.*

Boujamaoui, M., 2018. Caractérisation gravimétrique et magnétique des structures géologiques de subsurface. Cas du bassin de Ouarzazate, Jbel Saghro oriental et des cavités anthropiques dans la Mine d'Imiter. *Thèse d'Habilitation Universitaire, Université Moulay Ismail, Errachidia, Maroc, 177 p.*

Boukaoud, E.H., Godard, G., Chabou, M.C., Bouftouha, Y., Doukkari, S.A., 2021. Petrology and geochemistry of the Texenna ophiolites, northeastern Algeria: Implications for the Maghrebien flysch suture zone. *Lithos 390-391, 106019,* <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2021.106019>

Boukerbout, H., Abtout, A., 2010. Le levé aéromagnétique algérien: champ magnétique total ou champ d'anomalie magnétique?. *Bulletin du Service Géologique National*, 21(2), 183-200.

Bracco Gartner, A.J.J., Nikogosian, I.K., Davies, G.R., Koornneef, J.M., 2023. The multi-component mantle source of Roman province ultrapotassic magmas revealed by melt inclusions. *Geochemica et Cosmochimica Acta* 355, 266-281. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2023.06.012>

Burger, H.R., Sheehan, A.F., Jones, C.H., 2023. Introduction to Applied Geophysics. Exploring the Shallow Subsurface. *Cambridge University Press*, 624 p., <https://doi.org/10.1017/9781009433112>

Carminati, E., Wortel, M.J.R., Spakman, W., Sabadini, R., 1998. The role of slab detachment processes in the opening of the western–central Mediterranean basins: some geological and geophysical evidence. *Earth and Planetary Science Letters* 160, 651-665. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(98\)00118-6](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(98)00118-6)

Casalini, M., Avanzinelli, R., Tommasini, S., Natali, C., Bianchini, G., Prelević, D., Mattei, M., Conticelli, S., 2022a. Petrogenesis of Mediterranean lamproites and associated rocks: the role of overprinted metasomatic events in the post-collisional lithospheric upper mantle. In: *Krmíček, L., Chalapathi Rao, N.V. (Eds.), Lamprophyres, Lamproites and Related Rocks: Tracers to Supercontinent Cycles and Metallogenesis. Special Publications, Geological Society, London*, 513, 271-296. <https://doi.org/10.1144/SP513-2021-36>.

Casalini, M., Tommasini, S., Guarnieri, L., Avanzinelli, R., Lanari, R., Mattei, M., Conticelli, S., 2022b. Subduction-related lamproitic signature in intraplate-like volcanic rocks: the case study of the Tallante alkali basalts, Betic Chain, South-Eastern Spain. *Italian Journal of Geosciences* 141, 144-159. <https://doi.org/10.3301/IJG.2022.06>.

Chazot, G., Abbassene, F., Maury, R.C., Deverchere, J., Bellon, H., Ouabadi, A., Bosch, D., 2017. An overview on the origin of post-collisional Miocene magmatism in the Kabylies (northern Algeria): Evidence for crustal stacking, delamination and slab detachment. *Journal of African Earth Sciences* 125, 27-41. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2016.10.005>

Coiffait, P.E., 1992. Un bassin post-nappes dans son cadre structural: l'exemple du bassin de Constantine (Algérie Nord-Orientale). *Thèse de Doctorat, Université de Nancy I, France, 501 p.*

Conticelli, S., Peccerillo, A., 1992. Petrology and geochemistry of potassic and ultrapotassic volcanism in central Italy: petrogenesis and inferences on the evolution of the mantle sources. *Lithos* 28, 221-240. [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(92\)90008-M](https://doi.org/10.1016/0024-4937(92)90008-M).

Conticelli, S., D'Antonio, M., Pinarelli, L., Civetta, L., 2002. Source contamination and mantle heterogeneity in the genesis of Italian potassic and ultrapotassic volcanic rocks: Sr–Nd–Pb isotope data from Roman Province and Southern Tuscany. *Mineralogy and Petrology* 74, 189-222. <https://doi.org/10.1007/s007100200004>.

Conticelli, S., Carlson, R.W., Widom, E., Serri, G., 2007. Chemical and isotopic composition (Os, Pb, Nd, and Sr) of Neogene to Quaternary calc-alkalic, shoshonitic, and ultrapotassic mafic rocks from the Italian peninsula: Inferences on the nature of their mantle sources. *In: Beccaluva, L., Bianchini, G., Wilson, M., (Eds.), Cenozoic Volcanism in the Mediterranean Area, Geological Society of America Special Paper 418, 171-202.* <https://doi.org/10.1130/SPE418>.

Conticelli, S., Guanieri, L., Farinelli, A., Mattei, M., Avanzinelli, R., Bianchini, G., Boari, E., Tommasini, S., Tiepolo, M., Prelević, D., Venturelli, G., 2009. Trace elements and Sr–Nd–Pb isotopes of K-rich, shoshonitic, and calc-alkaline magmatism of the Western Mediterranean region: genesis of ultrapotassic to calc-alkaline magmatic associations in a post-collisional geodynamic setting. *Lithos* 107, 68-92. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2008.07.016>.

Conticelli, S., Avanzinelli, R., Marchionni, S., Tommasini, S., Melluso, L., 2011. Sr–Nd–Pb isotopes from the Radicofani Volcano, Central Italy: constraints on heterogeneities in a veined mantle responsible for the shift from ultrapotassic shoshonite to basaltic andesite magmas in a post-collisional setting. *Mineralogy and Petrology* 103, 123-148. <https://doi.org/10.1007/s00710-011-0161-y>.

Conticelli, S., Avanzinelli, R., Ammannati, E., Casalini, M., 2015. The role of carbon from recycled sediments in the origin of ultrapotassic igneous rocks in the Central Mediterranean. *Lithos* 232, 174-196. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2015.07.002>

Coogan, L.A., Saunders, A.D., Wilson, R.N., 2014. Aluminum-in-Olivine thermometry of primitive basalts: evidence of an anomalously hot mantle source for Large Igneous Provinces. *Chemical Geology* 368, 1–10. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2014.01.004>

Coulon, C., Megartsi, M., Fourcade, S., Maury, R.C., Bellon, H., Louni-Hacini, A., Cotten, J., Coutelle, A., Hermitte, D., 2002. Post-collisional transition from calc-alkaline to alkaline volcanism during the Neogene in Oranie (Algeria): magmatic expression of a slab breakoff. *Lithos* 62, 87-110. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(02\)00109-3](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(02)00109-3)

Dallai, L., Bianchini, G., Avanzinelli, R., Natali, C., Conticelli, S., 2019. Heavy oxygen recycled into the lithospheric mantle. *Scientific Reports* 9, 8793. <https://doi.org/10.1038/s41598-019-45031-3>.

Dallai, L., Bianchini, G., Avanzinelli, R., Deloule, E., Natali, C., Gaeta, M., Cavallo, A., Conticelli, S., 2022. Quartz-bearing rhyolitic melts in the Earth's mantle. *Nature Communications* 13, 7765. <https://doi.org/10.1038/s41467-022-35382-3>.

Davies, J.H., von Blanckenburg, F., 1995. Slab breakoff: A model of lithosphere detachment and its test in the magmatism and deformation of collisional orogens. *Earth and Planetary Science Letters* 129, 85-102. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(94\)00237-S](https://doi.org/10.1016/0012-821X(94)00237-S)

Decrée, S., Marignac, C., Liégeois, J.P., Yans, J., Ben Abdallah, R., Demaiffe, D., 2014. Miocene magmatic evolution in the Nefza district (Northern Tunisia) and its relationship with the genesis of polymetallic mineralizations. *Lithos* 192-195, 240-258. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.02.001>

Deleau, P. 1938. Etude géologique des régions de Jemmapes, Hammam Meskoutine et du Col des Oliviers. *Bulletin du Service de la Carte géologique de l'Algérie, 2^e sér. : Stratigr.-Descript. région., n° 14, t. 1, 584 p.*

Deleau, P. 1953. La grande faille limitant au Sud la chaîne numidique. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris, 29 juin, t. 236, n° 26, p. 2525-2527.*

Delvigne, J., Bisdom, E.B.A., Sleeman, J., Stoops, G., 1979. Olivines, their pseudomorphs and secondary products. *Pedologie* 29, 247-309.

Dentith, M., Mudge, S.T., 2014. Geophysics for the mineral exploration geoscientist. *Cambridge University Press*, 454 p., <https://doi.org/10.1017/CBO9781139024358>

Duggen, S., Hörnle, K., van den Bogaard, P., Garbe-Schönberg, D., 2005. Post-collisional transition from subduction- to intraplate-type magmatism in the westernmost Mediterranean: evidence for continental-edge delamination of subcontinental lithosphere. *Journal of Petrology* 46, 1155–1201. <https://doi.org/10.1093/petrology/egi013>

Durand-Delga, M., 1969. Mise au point sur la structure du Nord-Est de la Berbérie. *Publication du Service de la Carte géologique de l'Algérie* 39, 89-131.

El Azzouzi, M., Bellon, H., Coutelle, A., Réhault, J.P., 2014. Miocene magmatism and tectonics within the Peri-Alboran orogen (western Mediterranean). *Journal of Geodynamics* 77, 171-185. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2014.02.006>

El Bakkali, S., Gourgaud, A., Bourdier, J.-L., Bellon, H., Gundogdu, N., 1998. Post-collision Neogene volcanism of the Eastern Rif (Morocco): magmatic evolution through time. *Lithos* 45, 523-543. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(98\)00048-6](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(98)00048-6)

Faccenna, C., Becker, T.W., Auer, L., Billi, A., Boschi, L., Brun, J.P., Capitanio, F.A., Funiciello, F., Horvath, F., Jolivet, L., Piromallo, C., Royden, L., Rossetti, F., Serpelloni, E., 2024. Mantle dynamics in the Mediterranean. *Review Geophysics* 52, 283–332. <http://doi:10.1002/2013RG000444>.

Fedo, C.M., Nesbitt, H.W., Young, G.M. 1995. Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance. *Geology* 23, 921-924. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1995\)023<0921:UTEOPM>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1995)023<0921:UTEOPM>2.3.CO;2)

Fichtner, A., Villaseñor, A., 2015. Crust and upper mantle of the western Mediterranean – constraints from full-waveform inversion. *Earth and Planetary Science Letters* 428, 52-62. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.07.038>

Foley, S.F., 1992. Vein-plus-wall-rock melting mechanisms in the lithosphere and the origin of potassic alkaline magmas. *Lithos* 28, 435-453. [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(92\)90018-T](https://doi.org/10.1016/0024-4937(92)90018-T)

Foley, S.F., Venturelli, G., Green, D.H., Toscani, L., 1987. The ultrapotassic rocks: characteristics, classification, and constraints for petrogenetic models. *Earth-Science Review* 24, 81-134. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(87\)90001-8](https://doi.org/10.1016/0012-8252(87)90001-8)

Fourcade, S., Capdevila, R., Ouabadi, A., Martineau, F., 2001. The origin and geodynamic significance of the Alpine cordierite-bearing granitoids of northern Algeria. A combined petrological, mineralogical, geochemical and isotopic (O, H, Sr, Nd) study. *Lithos* 57, 187-216. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(01\)00034-2](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(01)00034-2)

Gaidi, S., Booth-Rea, G., Melki, F., Marzougui, W., Ruano, P., Perez-Pena, J.V., Azanon, J.M., Zargouni, F., Chouaieb, H., Galve, J.P., 2020. Active fault segmentation in Northern Tunisia. *Journal of Structural Geology* 139, 104146. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2020.104146>

Germinario, L., Cossio, R., Maritan, L., Borghi, A., Mazzoli, C., 2016. Textural and Mineralogical Analysis of Volcanic Rocks by μ -XRF Mapping. *Microscopy and Microanalysis* 1(3), 1-8. <https://doi.org/10.1017/S1431927616000714>

Gill, R.C.O., El Aparicio, A., El Azzouzi, M., Hernandez, J., Thirlwall, M.F., Bourgois, J., Marriner, G.F., 2004. Depleted arc volcanism in the Alboran Sea and shoshonitic volcanism in Morocco: geochemical and isotopic constraints on Neogene tectonic processes. *Lithos* 78, 363-388. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.07.002>

Guiraud, R., 1967. La transversale de Colbert, accident majeur de la région du Hodna (Algérie du Nord). *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 20 fév., publ. 6 mars, t. 264, sér. D, n° 10, p. 1245-1248.

Hamai, L., Petit, C., Yelles-Chaouche, A., Déverchère, J., Le Pourhiet, L., Beslier, M.O., Abtout, A., 2018. Towards subduction inception along the inverted North African margin of

Algeria? Insights from thermo-mechanical models. *Earth and Planetary Science Letters* 501, 13-23. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.08.028>

Hamlaoui, H., Laouar, R., Bouhlef, S., Boyce, A.J., 2020. Caractéristiques pétrologiques et géochimiques des roches magmatiques d'El Aouana, NE algérien. *Estudios Geológicos* 76(1), e124. <https://doi.org/10.3989/egeol.43391.510>

Hao, L.L., Wang, Q., Kerr, A.C., Wei, G.J., Huang, F., Zhang, M.Y., Qi, L., Ma, L., Chen, X.F., Yang, Y.N., 2022. Contribution of continental subduction to very light B isotope signatures in post-collisional magmas: Evidence from southern Tibetan ultrapotassic rocks. *Earth and Planetary Science Letters* 584, 117508. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2022.117508>

Hart, S.R., 1984. A large-scale isotope anomaly in the Southern Hemisphere mantle. *Nature* 309, 753–757. <https://doi.org/10.1038/309753a0>

Heap, M.J., Mollo, S., Vinciguerra, S., Lavallée, Y., Hess, K.U., Dingwell, D.B., Baud, P., Iezzi, G., 2013. Thermal weakening of the carbonate basement under Mt. Etna volcano (Italy): Implications for volcano instability. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 250, 42-60. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2012.10.004>

Hekinian, R., 1982. Petrology of the ocean floor. *Elsevier*, 392 p.

Hernandez, J., 1986. Pétrologie du massif volcanique du Guilliz (Maroc oriental). Cristallisation fractionnée, mélanges de magmas et transferts de fluides dans une série shoshonitique. *Journal of African Earth Sciences* 5(4), 381-399. [https://doi.org/10.1016/0899-5362\(86\)90053-9](https://doi.org/10.1016/0899-5362(86)90053-9)

Hinze, W.G., von Freze, R.R.B., Saad, A.H., 2013. Gravity and Magnetic Exploration. Principles, Practices, and Applications. *Cambridge University Press*, 512 p., <https://doi.org/10.1017/CBO9780511843129>

Hornby, P., Boschetti, F., Horowitz, F.G., 1999. Analysis of potential field data in the wavelet domain. *Geophysical Journal International* 137, 175–196. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246x.1999.00788.x>

Jochum, K.P., Weis, U., Schwager, B., Stoll, B., Wilson, S.A., Haug, G.H., Andreae, M.O., Enzweiler, J., 2016. Reference Values Following ISO Guidelines for Frequently Requested Rock Reference Materials. *Geostandards and Geoanalytical Research* 40, 333–350. <https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.2015.00392.x>.

Kaminsky, F., Romanko, Y., Kolesnikov, S., Salkhi, M., 1993. Lamproites of northern Algeria. *International Geology Review* 35, 235-252. <https://doi.org/10.1080/00206819309465525>

Kaufman, A.A., Hansen, R.O., Kleinberg, R.L.K., 2009. Principles of the Magnetic Methods in Geophysics. *Elsevier*, 301 p.

Laouar, R., Boyce, A.J., Arafa, M., Ouabadi, A., Fallick, A.E., 2005. Petrological, geochemical, and stable isotope constraints on the genesis of the Miocene igneous rocks of Chetaibi and Cap de Fer (NE Algeria). *Journal of African Earth Sciences* 41, 445-465. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2005.06.002>

Laouar, R., Lekoui, A., Bouima, T., Salmi-Laouar, S., Bouhlel, S., Aabdallah, N., Boyce, A.J., Fallick, A.E., 2018. Petrology, geochemistry and stable isotope studies of the Miocene igneous rocks and related sulphide mineralisation of Oued Amizour (NE Algeria). *Ore Geology Review* 101, 312-329. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2018.07.026>

Le Bas, M.J., Maitre, L., Streckeisen, A., Zanettin, B. 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology* 27, 745-750. <https://doi.org/10.1093/petrology/27.3.745>

Leprêtre, R., Frizon de Lamotte, D., Combier, V., Gimenez-Vives, O., Mohn, G., Eschard, R., 2018. The Tell-Rif orogenic system (Morocco, Algeria, Tunisia) and the structural heritage of the southern Tethys margin. *BSGF-Earth Sciences Bulletin* 189, 10. <https://doi.org/10.1051/bsgf/2018009>

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, 1-40. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2010.08.002>

Lustrino, M., Agostini, S., Chalal, Y., Fedele, L., Stagno, V., Colombi, F., Bouguerra, A., 2016. Exotic lamproites or normal ultrapotassic rocks? The late Miocene volcanic rocks from Kef Hahouner, NE Algeria, in the frame of the circum-Mediterranean lamproites. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 327, 539-553. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2016.09.021>

Mahéo, G., Guillot, S., Blichert-Toft, J., Rolland, Y., Pêcher, A., 2002. A slab breakoff model for the Neogene thermal evolution of South Karakorum and South Tibet. *Earth and Planetary Science Letters* 195, 45-58. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(01\)00578-7](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00578-7)

Maouche, S., Abtout, A., Merabet, N.-E., Aïfa, T., Lamali, A., Bouyahiaoui, B., Bougchiche, S., Ayache, M., 2013. Tectonic and hydrothermal activities in Debagh, Guelma Basin (Algeria). *Journal of Geological Research, Article ID 409475*, 13 p. <https://doi.org/10.1155/2013/409475>

Mares, S., 1984. Introduction to applied geophysics. *Springer Dordrecht*, 581 p., ISBN 978-90-277-1424-4.

Marre, A., 1992. Le Tell oriental algérien : de Collo à la frontière tunisienne. Etude géomorphologique. *OPU, Alger*, 2 volumes, 624 p.

Maury, R.C., Fourcade, S., Coulon, C., El Azzouzi, M., Bellon, H., Ouabadi, A., Semroud, B., Megartsi, M., Cotten, J., Belanteur, O., Louni-Hacini, A., Coutelle, A., Piqué, A., Capdevila, R., Hernandez, J., 2000. Post-collisional Neogene magmatism of the Mediterranean Maghreb margin: a consequence of slab detachment. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences [Paris]* 331, 159-173. [https://doi.org/10.1016/S1251-8050\(00\)01406-3](https://doi.org/10.1016/S1251-8050(00)01406-3)

McDonough, W.F., 1990. Constraints on the composition of the continental lithospheric mantle. *Earth and Planetary Science Letters* 101, 1-18. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(90\)90119-I](https://doi.org/10.1016/0012-821X(90)90119-I).

Melloni, M. (1853). Sur l'aimantation des roches volcaniques. *C. R. Hebd. Séances Acad. Sci.*, 37, 229–231.

Michard, A., Negro, F., Saddiqi, O., Bouybaouene, M.L., Chalouan, A., Montigny, R., Goffé, B., 2006. Pressure-temperature-time constraints on the Maghrebides mountain building: Evidence from the Rif transect (Morocco), Kabylia correlations (Algeria) and geodynamic implications. *C.R. Geoscience* 338, 92-114. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2005.11.011>

Mitchell, R.H., Bergman, S.C., 1991. Petrology of Lamproites. *Plenum Press, New York*, 447 p.

Moretti, E., Coccioni, R., Guerrera, F., Lahondère, J.C., Loiacono, F., Puglisi, D., 1991. The Numidian sequence between Guelma and Constantine (eastern Tell, Algeria). *Terra Nova* 3(2): 153-165. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.1991.tb00868.x>

Morimoto, N., Fabries, J., Ferguson, A.K., Ginzburg, I.V., Ross, M., Seifert, F.A., Zussman, J., Aoki, K., Gottardi, G., 1988. Nomenclature of Pyroxenes. *Mineralogical Magazine* 52, 535-550. <https://doi.org/10.1180/minmag.1988.052.367.15>

Morrison, G.W., 1980. Characteristics and tectonic setting of the shoshonite rock association. *Lithos* 13, 97-108. [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(80\)90067-5](https://doi.org/10.1016/0024-4937(80)90067-5)

Nesbitt, H., Young, G.M. 1982. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature* 299, 715-717. <https://doi.org/10.1038/299715a0>

Ohta, T., Arai, H., 2007. Statistical empirical index of chemical weathering in igneous rocks: A new tool for evaluating the degree of weathering. *Chemical Geology* 240, 280-297. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2007.02.017>

Palmer, M.R., Ersoy, E.Y., Akal, C., Uysal, I., Genç, S.C., Banks, L.A., Cooper, M.J., Milton, J.A., Zhao, K.D., 2019. A short, sharp pulse of potassium-rich volcanism during continental collision and subduction. *Geology* 47, 1079-1082. <https://doi.org/10.1130/G45836.1>

Parasnis, D.S., 1997. Principles of Applied Geophysics. *Chapman & Hall, London*, 1997, 5th edition, 429 pp., ISBN 0-412-64 080-5

Pearce, J.A., 1996. A user's guide to basalt discrimination diagrams. *Geological Association of Canada, Short Course Notes 12*, pp. 79-113.

Pearce, J.A., 2014. Immobile element fingerprinting of ophiolites. *Elements 10*, 101-108. <https://doi.org/10.2113/gselements.10.2.101>

Peccerillo, A., Taylor, S.R., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology 58(1)*, 63-81. <https://doi.org/10.1007/BF00384745>

Pe-Piper, G., Zhang, Y., Piper, D.J.W., Prelević, D., 2014. Relationship of Mediterranean type lamproites to large shoshonite volcanoes, Miocene of Lesbos, NE Aegean Sea. *Lithos 184-187*, 281-299. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.11.004>

Pérez-Valera, L.A., Rosenbaum, G., Sánchez-Gómez, M., Azor, A., Fernández-Soler, J.M., Pérez-Valera, F., Vasconcelos, P.M., 2013. Age distribution of lamproites along the Socovos Fault (southern Spain) and lithospheric scale tearing. *Lithos 180-181*, 252-263. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.08.016>

Peucat, J.-J., Mahjoub, Y., Drareni, A., 1996. U–Pb and Rb–Sr geochronology evidence for Late Hercynian extension and Alpine overthrusting in Kabylia metamorphic basement massifs (northeastern Algeria). *Tectonophysics 258*, 195-213. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(95\)00197-2](https://doi.org/10.1016/0040-1951(95)00197-2)

Plank, T., Langmuir, C.H., 1998. The chemical composition of subducting sediments and its consequence for the crust and mantle. *Chemical Geology 145*, 325–394. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(97\)00150-2](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(97)00150-2).

Prelević, D., Foley, S.F., Romer, R.L., Cvetković, V., Downes, H. 2005. Tertiary ultrapotassic volcanism in Serbia: constraints on petrogenesis and mantle source characteristics. *Journal of Petrology 46*, 1443–1487. <https://doi.org/10.1093/petrology/egi022>.

Prelević, D., Foley, S.F., 2007. Accretion of arc-oceanic lithospheric mantle in the Mediterranean: evidence from extremely high-Mg olivines and Cr-rich spinel inclusions from

lamproites. *Earth and Planetary Science Letters* 256, 120–135.
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.01.018>.

Prelević, D., Foley, S.F., Romer, R., Conticelli, S., 2008. Mediterranean Tertiary lamproites derived from multiple source components in postcollisional geodynamics. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 72, 2125-2156. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2008.01.029>

Prelević, D., Akal, C., Foley, S.F., Romer, R.L., Stracke, A., van den Bogaard, P., 2012. Ultrapotassic mafic rocks as geochemical proxies for post-collisional dynamics of orogenic lithospheric mantle: the case of southwestern Anatolia, Turkey. *Journal of Petrology* 53, 1019-1055. <https://doi.org/10.1093/petrology/egs008>

Putirka, K.D., 2008. Thermometers and barometers for volcanic systems. *Review in Mineralogy and Geochemistry* 69, 61-120. <https://doi.org/10.2138/rmg.2008.69.3>.

Radi, Z., Yelles-Chaouche, A., 2022. Shear velocity structure beneath Northern Algeria from Rayleigh-wave analysis. *Journal of African Earth Sciences* 186, 104446. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2021.104446>

Radi, Z., Yelles-Chaouche, A., Corchete, V., Guettouche, S., 2017. Crust and upper mantle shear wave structure of Northeast Algeria from Rayleigh wave dispersion analysis. *Physics of the Earth and Planetary Interior* 270, 84-89. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2017.06.013>

Raoult, J.F., 1974. Géologie du centre de la chaîne numidique (Nord du Constantinois, Algérie). *Mémoires de la Société géologique de France* 121, 1-163.

Raoult, J.-F., 1975. Evolution paléogéographique et structurale de la chaîne alpine entre le golfe de Skikda et Constantine (Algérie orientale). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7ème sér., t. 17, n° 3, p. 394-409

Raoult, J.F., Velde, D., 1971. Découverte de trachytes potassiques à olivine et d'andésites en coulées dans le Miocène continental au Sud du Kef Hahouner (Nord du Constantinois, Algérie). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences [Paris], Série D* 272, 1051-1054.

Recanati, A., Missenard, Y., Leprêtre, R., Gautheron, C., Barbarand, J., Abbassene, F., Abdallah, N., Ouabadi, A., Derder, M.E.M., Boukari, C., Pinna-Jamme, R., Haurine, F., 2019. A Tortonian onset for the Algerian margin inversion: Evidence from low-temperature thermochronology. *Terra nova* 31 (1), 39-48. <https://doi.org/10.1111/ter.12367>

Reeves, C., 2005. Aeromagnetic surveys. Principles, practice and interpretations. *Geosoft*, 155 p.

Roy, K.K., 2007. Potential theory in applied geophysics. *Springer Berlin, Heidelberg*, 651 p., <https://doi.org/10.1007/978-3-540-72334-9>

Rudnick, R.L. and Gao, S., 2003. Composition of the continental crust. In: Rudnick, R.L. (ed.) The Crust. *Treatise on Geochemistry, Elsevier-Pergamon, Oxford*, 3. 1–64. <https://doi.org/10.1016/B0-08-043751-6/03016-4>

Scarrow, J.H., Cox, K.G., 1995. Basalts generated by decompressive adiabatic melting of a mantle plume: A case study from the Isle of Skye, NW Scotland. *Journal of Petrology* 36, 3-22. <https://doi.org/10.1093/petrology/36.1.3>.

Soder, C.G., Romer, R.L., 2018. Post-collisional potassic–ultrapotassic magmatism of the Variscan Orogen: Implications for mantle metasomatism during continental subduction. *Journal of Petrology* 59, 1007-1034. <https://doi.org/10.1093/petrology/egy053>

Soumaya, A., Ben Ayed, N., Rajabi, M., Meghraoui, M., Delvaux, D., Kadri, A., Ziegler, M., Maouche, S., Braham, A., 2018. Active faulting geometry and stress pattern near complex strike-slip systems along the Maghreb region: constraints on active convergence in the Western Mediterranean. *Tectonics* 37(9), 3148-3173. <https://doi.org/10.1029/2018TC004983>

Stracke, A., Bizimis, M. and Salters, V.J.M., 2003. Recycling oceanic crust: quantitative constraints. *Geochemistry Geophysics Geosystem* 4, 8003. <https://doi.org/10.1029/2001GC000223>

Sun, S.S., McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.),

Magmatism in the Ocean Basins. *Geological Society (London) Special Publications* 42, 313-345.
<https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>

Tang, G.J., Wyman, D.A., Wang, Q., Ma, L., Dan, W., Yang, Y.N., Liu, X.J., Chen, H.Y., 2022. Links between continental subduction and generation of Cenozoic potassic–ultrapotassic rocks revealed by olivine oxygen isotopes: A case study from NW Tibet. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 177, 53. <https://doi.org/10.1007/s00410-022-01920-x>

Thirlwall, M.F., 1991. Long-term reproducibility of multicollector Sr and Nd isotope ratio analysis. *Chemical Geology*, v. 94, p. 85–104. [https://doi.org/10.1016/0168-9622\(91\)90002-E](https://doi.org/10.1016/0168-9622(91)90002-E)

Thomas, M.F.H., Bodin, S., Redfern, J., Irving, D.H.B., 2010. A constrained African craton source for the Cenozoic Numidian Flysch: implications for the palaeogeography of the western Mediterranean basin. *Earth-Science Reviews* 101(1), 1-23.
<https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2010.03.003>

Tommasini, S., Avanzinelli, R., Conticelli, S., 2011. The Thorium/Lanthanum conundrum of the Tethyan realm lamproites: the role of recycled sediments and zoisite/lawsonite melting. *Earth and Planetary Science Letters* 301, 469-478. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.11.023>

Turner, S., Arnaud, N., Liu, J., Rogers, N., Hawkesworth, C., Harris, N., Kelley, S., van Calsteren, P., Deng, W., 1996. Post-collision, shoshonitic volcanism on the Tibet Plateau: Implications for convective thinning of the lithosphere and the source of ocean island basalts. *Journal of Petrology* 37(1), 45-71. <https://doi.org/10.1093/petrology/37.1.45>

Vila, J.M., 1978. Définition de la nappe néritique constantinoise, élément structural majeur de la chaîne alpine d’Algérie orientale. *Bulletin de la Société géologique de France (7^{ème} s.)* 20, 791-794. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.S7-XX.5.791>

Vila, J.M., 1980. La chaîne Alpine d’Algérie Orientale et des confins Algéro-Tunisiens. *Thèse de Doctorat ès Science, Paris VI, 3 Volumes, 655 p.*

Vila, J.M., Hernandez, J., Velde, D., 1974. Sur la présence d’un filon de roche lamproitique (trachyte potassique à olivine) recoupant le flysch de type Guerrouch entre Azzaba (ex-

Jemmapes) et Hammam-Meskoutine, dans l'Est du Constantinois (Algérie). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences [Paris], Série D* 278, 2589-2592.

Weis, D., Kieffer, B., Maerschalk, C., Barling, J., de Jong, J., Williams, G.A., Hanano D., Pretorius, W., Mattielli, N., Scoates, J.S., Goolaerts, A., Friedman, R.M. Mahoney, J. B., 2006. High-precision isotopic characterization of USGS reference materials by TIMS and MC-ICP-MS. *Geochemistry Geophysics and Geosystems* 7, Q08006.
<https://doi.org/10.1029/2006GC001283>.

Wildi, W., 1983. La chaîne tello-rifaine (Algérie, Maroc, Tunisie): structure, stratigraphie et évolution du Trias au Miocène. *Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique* 24, 201–297.

ANNEXES

**Composition minéralogique des roches ultrapotassiques et shoshonitiques du
Kef Hahouner**

Points analysés	Nombre total de points analysés	Echantillons	Équipement utilisé
148/1 à 179 *	167 points	KHL1	Cameca SX-100, Camparis, Paris.
25 à 35 *	11 points	KHL1	Cameca SX-100 - Université de Montpellier
36 à 51 *	16 points	KHL15	Cameca SX-100 - Université de Montpellier
134/1 à 147 *	31 points	KHS2	Cameca SX-100, Camparis, Paris.
17 à 26 *	10 points	KHS2	Cameca SX-100 - Université de Montpellier
4/1 à 89/1	166 points	KHS7	Cameca SX-100, Camparis, Paris.

Tableau A 1-1: Tableau récapitulatif des points analysés par microsonde électronique organisé par échantillon et équipement utilisé

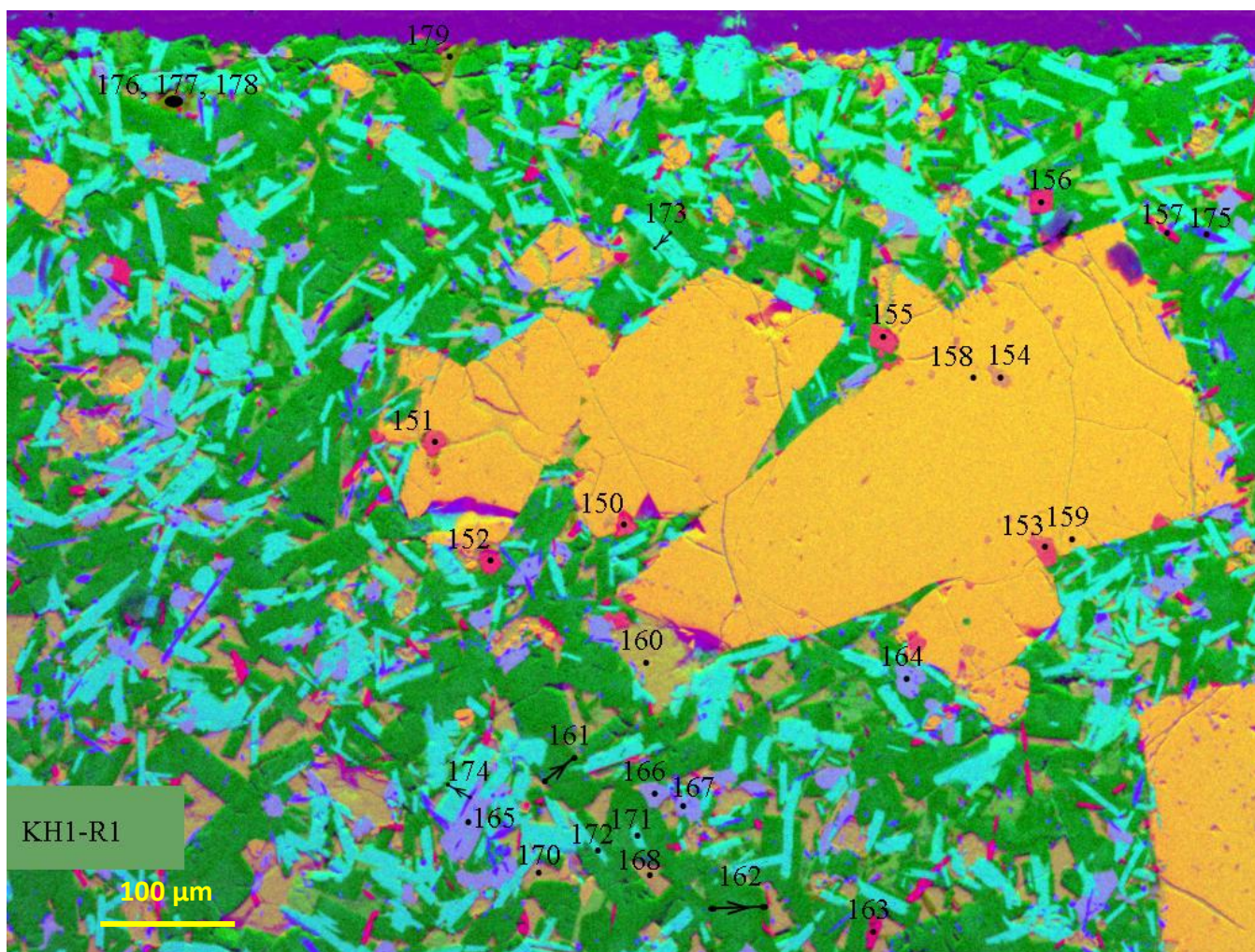


Figure A 1.1: Carte de composition EDS en couleurs RGB (R=PCA1, G=PCA2, B=PCA3) de l'échantillon KHL1 montrant les points analysés à la microsonde. La nature des phases minéralogiques est donnée dans le tableau SM2b (voir aussi la fig. 4A)

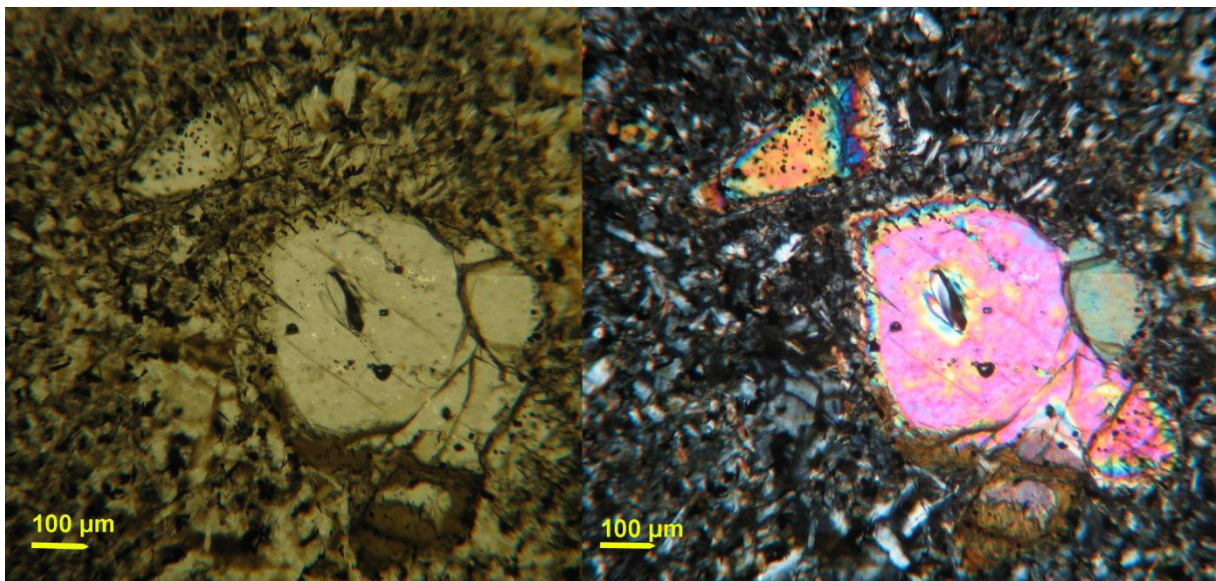
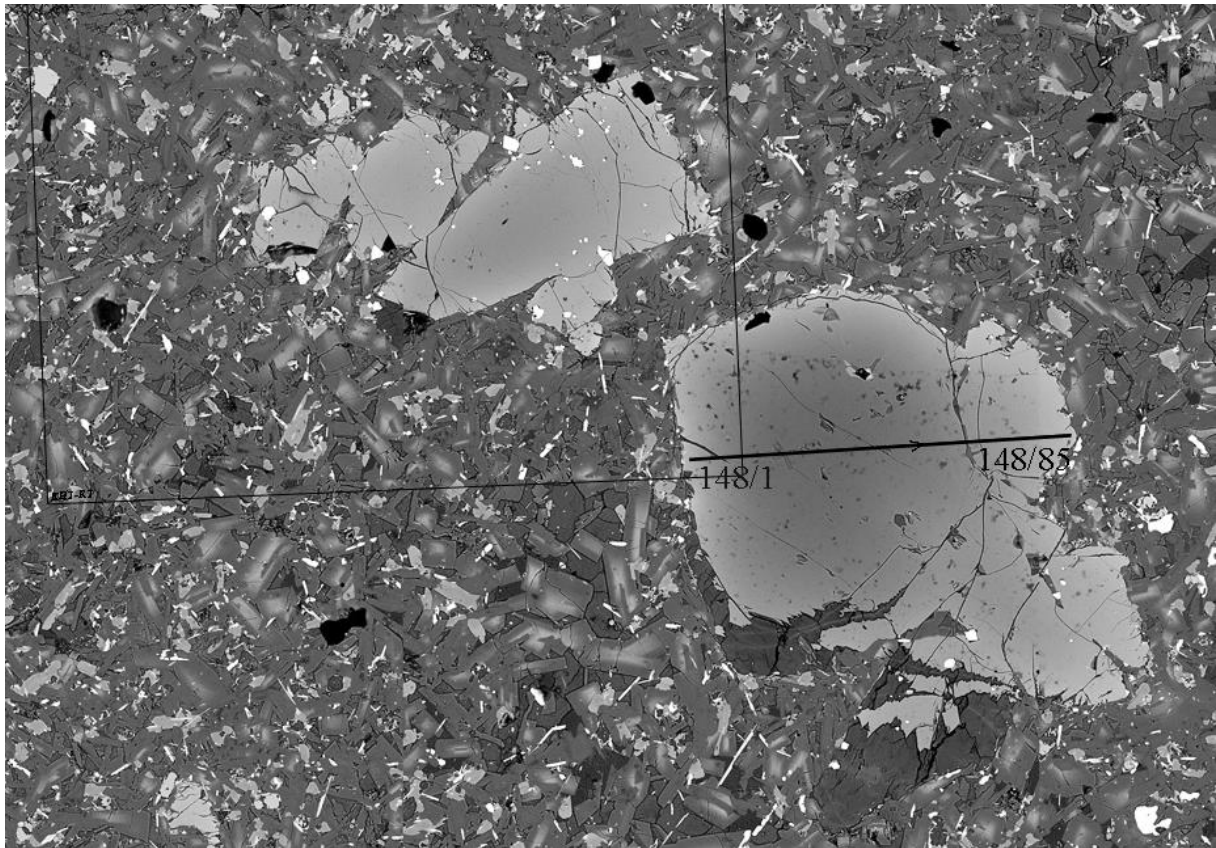


Figure A 1.2: Image BSE montrant le profil bord-bord le long d'une olivine zonée (photo du haut). 85 points ont été analysés. Les images du bas montrent des photos microscopiques en lumière naturelle (photo à gauche) et analysées (photo à droite) de la même zone que celle de la photo en haut.

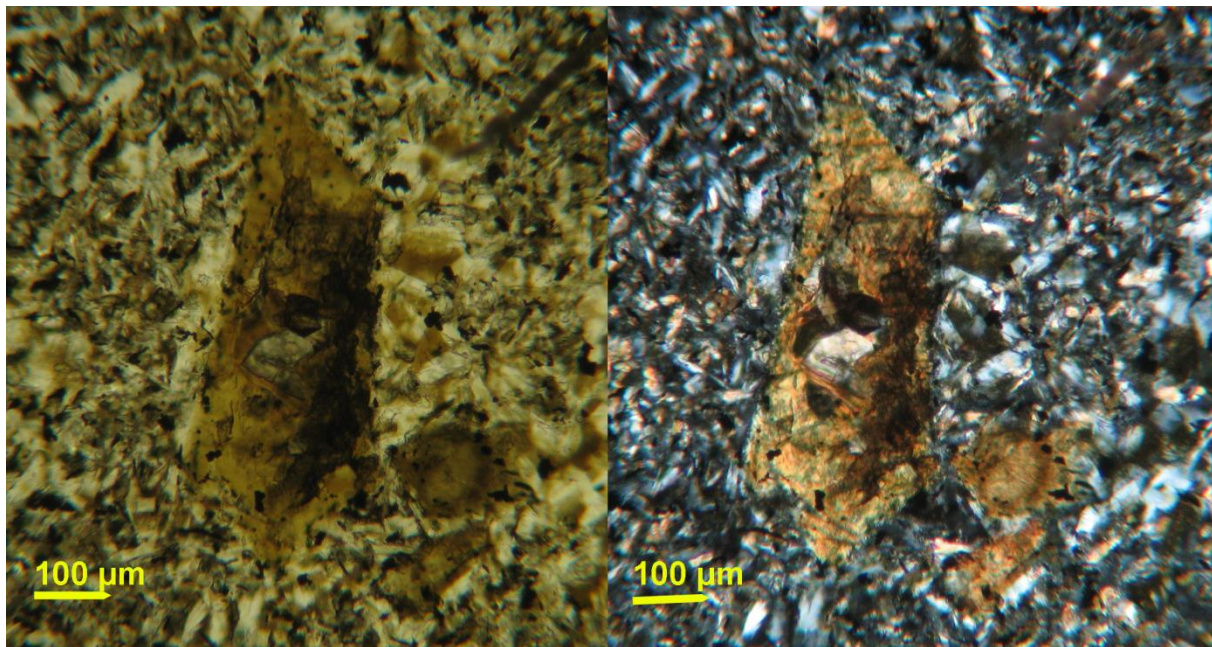
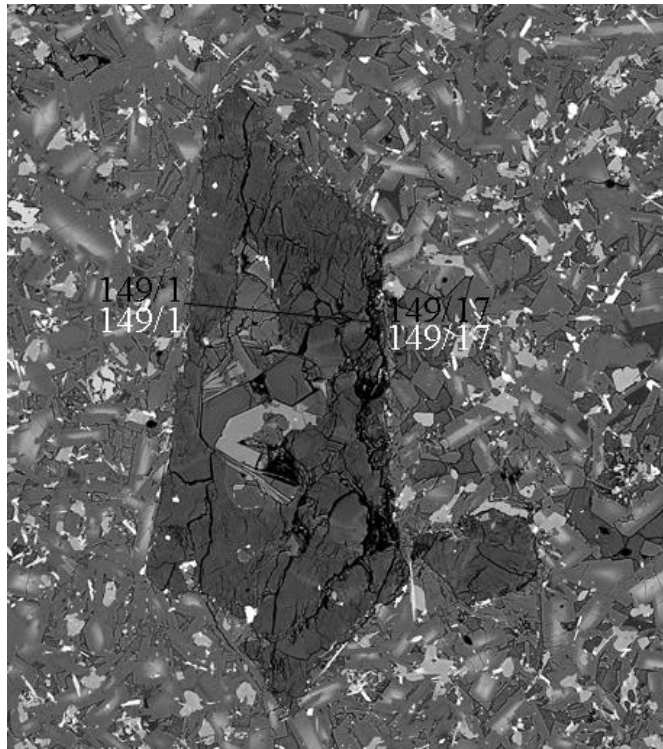


Figure A 1.3: Image BSE montrant le profil bord-bord le long d'un mineral altéré (photo du haut). 17 points ont été analysés. Les images du bas montrent des photos microscopiques en lumière naturelle (photo à gauche) et analysées (photo à droite) du même minéral.

Points	Localisation des images	Commentaires
148/1 à 148/85	Figure A2	Profil bord-cœur-bord d'un gros cristal d'olivine avec un pas de 5 μm (85 points).
149/1 à 149/17	Figure A3	Profil bord-cœur-bord d'un minéral altéré avec un pas de 10 μm (17 points).
150, 151, 152, 153 et 155	Figure A1	Inclusion de spinelle chromifère et titanifère près des bords d'un phénocrystal d'olivine.
154	Figure A1	Inclusion de Chromite (?) inclusion dans un phénocrystal d'olivine.
156	Figure A1	Spinelle presque ilménite à l'extérieur du phénocrystal d'olivine.
157, 163	Figure A1	Lattes d'ilménite à l'extérieur du phénocrystal d'olivine.
158	Figure A1	Olivine (près du spinelle 154).
159	Figure A1	Olivine (bord)
160, 168, 169, 170	Figure A1	Minéral altéré (?) apparaissant sous forme interstitielle entre d'autres cristaux (verre ?). (169 : hors image).
161/1 à 161/12	Figure A1	Profil bord-cœur-bord d'un feldspath alcalin avec un pas de 2 μm (12 points).
162/1 à 162/19	Figure A1	Profil bord-cœur de baryum-bord d'un feldspath alcalin avec un pas de 2 μm (19 points).
164, 165, 166, 167	Figure A1	Clinopyroxènes.
171, 172	Figure A1	Antorthite plagioclase in the core of barium feldspars (high risk of mixing with barium feldspar). Plagioclase anthorthite au cœur des feldspaths riches en baryum (risque élevé de mélange avec le feldspath riche en baryum)
173/1 à 173/8	Figure A1	Profil bord-cœur-bord d'un plagioclase (entre deux feldspaths alcalins) avec un pas de 2 μm (8 points) (risque de mélange avec le feldspath alcalin).
174/1 à 174/6	Figure A1	Profil bord-cœur-bord d'un plagioclase avec un pas de 2 μm (6 points) (risque de mélange sur les bords).
175	Figure A1	Tentative d'analyse d'une latte d'apatite (forte probabilité de mélange).
176, 177, 178, 179	Figure A1	Biotite ou phlogopite ?

Tableau A 1.2: Détails sur les points analysés par la microsonde (à l'IPGP, Paris) (échantillon KHL1)

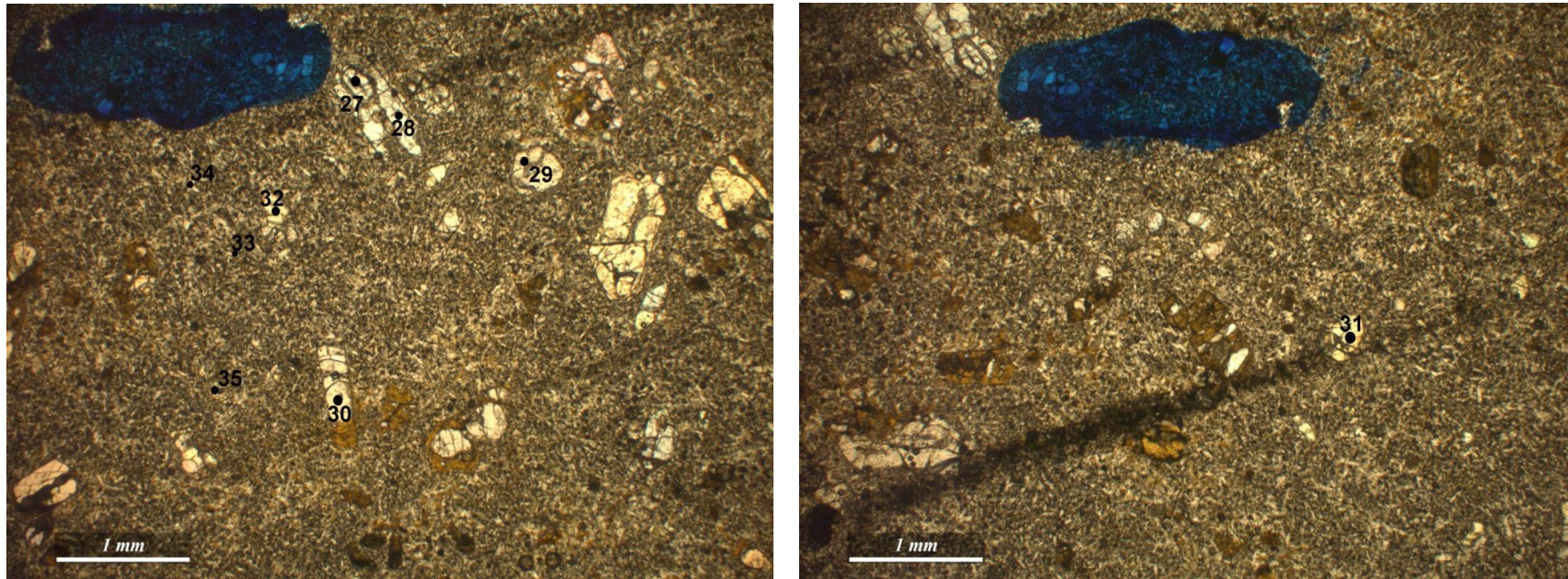


Figure A 1.4: images au microscope en lumière naturelle de l'échantillon KHL1 montrant les points analysés par microsonde (à l'université de Montpellier).

Points 27 à 32: phénocristaux d'olivine.

Points 33 à 35: Feldspaths dans la matrice.

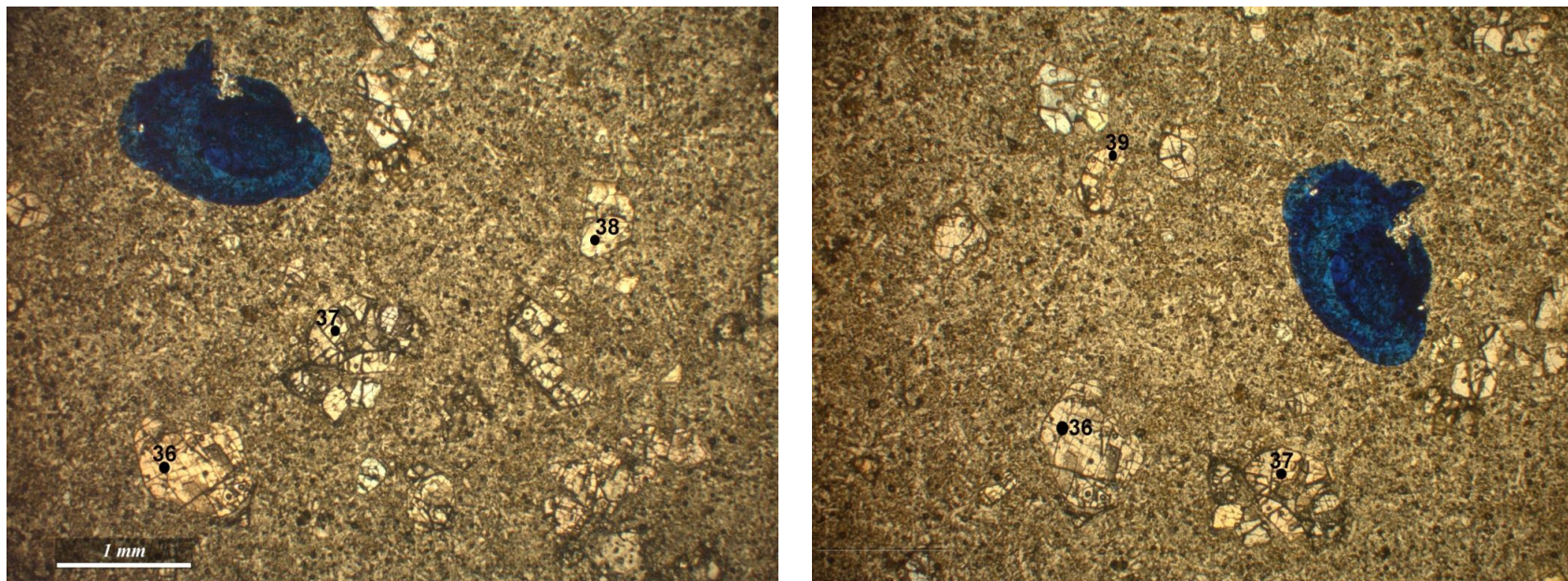


Figure A 1.5: images au microscope en lumière naturelle de l'échantillon KHL15 montrant les points analysés par microsonde (à l'université de Montpellier).

Points 36 à 39: phénocristaux d'olivine.

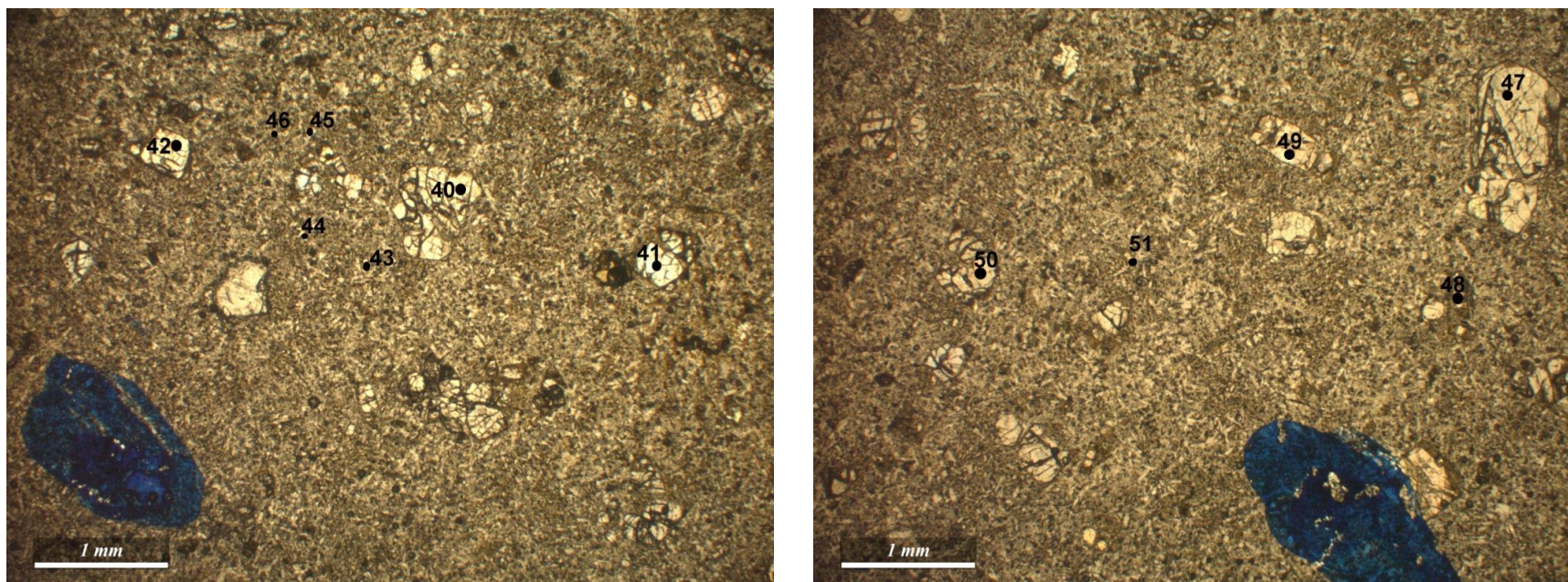


Figure A 1.6: images au microscope en lumière naturelle de l'échantillon KHL15 montrant les points analysés par microsonde (à l'université de Montpellier).

Points 40 à 42 et 47 à 50: phénocristaux d'olivine.

Points 43 à 45 et 51: Feldspaths dans la matrice.

Point 46: minéral opaque dans la matrice (ilménite).

Points Oxydes	148/1	148/2	148/3	148/4	148/5	148/6	148/7	148/8	148/9	148/10
SiO ₂	38.15	38.6	38.7	38.9	39.0	38.5	39.9	40.1	39.5	39.8
TiO ₂	0.04	0.03	0.00	0.00	0.05	0.00	0.05	0.00	0.00	0.04
Al ₂ O ₃	0.01	0.02	0.00	0.04	0.04	0.04	0.30	0.04	0.00	0.02
FeO	22.6	21.3	20.1	18.8	18.6	17.5	15.5	16.3	15.9	15.4
MnO	0.36	0.33	0.34	0.35	0.32	0.24	0.11	0.28	0.21	0.23
MgO	38.4	40.0	40.7	41.0	42.2	42.0	25.4	43.5	44.5	43.9
CaO	0.20	0.20	0.17	0.35	0.24	0.40	0.87	0.18	0.16	0.16
Na ₂ O	0.01	0.03	0.00	0.01	0.00	0.01	0.07	0.01	0.01	0.00
K ₂ O	0.01	0.02	0.01	0.00	0.01	0.01	0.18	0.00	0.01	0.00
Total	99.77	100.62	99.95	99.50	100.39	98.63	82.32	100.37	100.23	99.51
Formule structurale basée sur 4 oxygènes										
Si	1.00	0.99	1.00	1.00	0.99	0.99	1.29	1.01	0.99	1.01
Al	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺	0.49	0.46	0.43	0.40	0.40	0.38	0.42	0.34	0.33	0.33
Mg	1.49	1.53	1.56	1.58	1.60	1.61	1.23	1.63	1.67	1.66
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00
Ca	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.03	0.00	0.00	0.00
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Total	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	74.68	76.49	77.81	78.87	79.63	80.43	72.97	82.22	82.94	83.19
Larnite	0.27	0.28	0.24	0.49	0.33	0.55	1.80	0.24	0.22	0.22
Forsterite (Fo)	74.97	76.77	78.09	79.17	79.91	80.64	73.11	82.47	83.12	83.40
Fayalite (Fa)	24.75	22.95	21.67	20.34	19.76	18.82	25.09	17.29	16.66	16.39

Points Oxydes	148/11	148/12	148/13	148/14	148/15	148/16	148/17	148/18	148/19	148/20
SiO ₂	39.6	39.9	40.1	39.5	38.4	40.05	40.1	39.6	40.2	41.5
TiO ₂	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	-0.04	0.00	0.00	0.00	0.11
Al ₂ O ₃	0.00	0.01	0.01	0.02	0.09	0.03	0.00	0.03	0.04	2.48
FeO	14.85	14.5	14.4	14.0	12.65	13.9	12.7	12.8	12.7	10.5
MnO	0.15	0.20	0.23	0.23	0.18	0.17	0.16	0.18	0.20	0.12
MgO	44.4	45.10	45.35	45.5	42.9	46.0	45.9	45.3	43.3	38.0
CaO	0.50	0.20	0.18	0.36	2.29	0.22	0.18	0.26	0.30	3.07
Na ₂ O	0.05	0.00	0.00	0.00	0.07	0.00	0.03	0.01	0.03	0.52
K ₂ O	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.00	0.00	0.01	0.01	0.91
Total	99.53	99.90	100.21	99.59	96.63	100.29	99.04	98.21	96.88	97.23
Formule structurale basée sur 4 oxygènes										
Si	1.00	1.00	1.00	0.99	0.99	1.00	1.01	1.00	1.04	1.08
Al	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.08
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺	0.31	0.30	0.30	0.29	0.27	0.29	0.27	0.27	0.28	0.23
Mg	1.67	1.69	1.69	1.70	1.66	1.71	1.72	1.71	1.67	1.47
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.01	0.01	0.00	0.01	0.06	0.01	0.00	0.01	0.01	0.09
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03
Total	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	83.49	84.36	84.49	84.66	82.92	85.15	86.18	85.80	85.28	82.29
Larnite	0.68	0.27	0.24	0.48	3.19	0.29	0.24	0.35	0.43	4.79
Forsterite (Fo)	83.62	84.54	84.70	84.87	83.08	85.30	86.32	85.97	85.48	82.41
Fayalite (Fa)	15.70	15.19	15.07	14.65	13.73	14.40	13.44	13.67	14.09	12.80

Tableau A 1.3: Analyses par microsonde de l'olivine (en % en poids) des échantillons KHL1 et KHL15 et formule structurale calculée.

Points Oxydes										
	148/21	148/22	148/23	148/24	148/25	148/26	148/27	148/28	148/29	148/30
SiO ₂	65.2	39.9	39.8	40.1	39.6	39.9	39.65	39.9	39.8	40.1
TiO ₂	0.54	0.01	0.04	0.04	0.03	0.03	0.00	0.00	0.00	0.06
Al ₂ O ₃	18.20	0.01	0.01	0.01	0.04	0.03	0.04	0.03	0.02	0.02
FeO	1.01	12.4	12.7	12.5	12.75	12.6	12.6	12.6	11.9	12.6
MnO	0.00	0.20	0.16	0.19	0.20	0.21	0.18	0.20	0.22	0.18
MgO	2.21	47.1	46.9	46.7	47.5	47.1	48.3	46.2	46.0	46.45
CaO	1.75	0.19	0.20	0.19	0.24	0.25	0.31	0.21	0.33	0.16
Na ₂ O	2.97	0.01	0.00	0.03	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.01
K ₂ O	7.17	0.02	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00
Total	98.99	99.83	99.92	99.68	100.41	100.07	101.08	99.13	98.21	99.56
Formule structurale basée sur 4 oxygènes										
Si	1.81	0.99	0.99	1.00	0.98	0.99	0.97	1.00	1.00	1.00
Al	0.60	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺	0.02	0.26	0.26	0.26	0.26	0.26	0.26	0.26	0.25	0.26
Mg	0.09	1.74	1.74	1.73	1.75	1.74	1.76	1.72	1.73	1.73
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.05	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00
Na	0.16	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.25	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	55.22	86.69	86.41	86.56	86.47	86.46	86.69	86.25	86.76	86.42
Larnite	31.12	0.25	0.27	0.26	0.31	0.33	0.40	0.29	0.45	0.22
Forsterite (Fo)	54.86	86.88	86.55	86.74	86.65	86.65	86.86	86.44	86.96	86.59
Fayalite (Fa)	14.02	12.87	13.18	13.00	13.04	13.02	12.75	13.27	12.59	13.19

Points Oxydes										
	148/31	148/32	148/33	148/34	148/35	148/36	148/37	148/38	148/39	148/40
SiO ₂	40.3	40.3	35.4	40.35	39.9	40.3	40.05	40.1	39.2	17.0
TiO ₂	0.00	0.00	0.02	0.05	0.04	0.07	0.00	0.10	0.04	0.07
Al ₂ O ₃	0.01	0.04	0.17	0.04	0.02	0.00	0.00	0.07	0.06	0.08
FeO	13.0	12.7	11.4	13.1	12.8	12.9	13.00	13.3	13.1	10.1
MnO	0.23	0.18	0.06	0.18	0.13	0.20	0.17	0.16	0.19	0.15
MgO	46.8	46.5	43.4	46.9	46.8	46.3	46.4	46.1	45.3	32.2
CaO	0.19	0.23	2.88	0.17	0.26	0.19	0.19	0.22	0.26	11.54
Na ₂ O	0.00	0.01	0.13	0.00	0.02	0.02	0.00	0.04	0.00	0.42
K ₂ O	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.11
Total	100.52	99.90	93.48	100.83	99.86	99.93	99.75	100.17	98.15	71.66
Formule structurale basée sur 4 oxygènes										
Si	1.00	1.00	0.94	0.99	0.99	1.00	1.00	1.00	1.00	0.59
Al	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺	0.27	0.26	0.25	0.27	0.27	0.27	0.27	0.28	0.28	0.29
Mg	1.73	1.72	1.71	1.72	1.73	1.72	1.72	1.71	1.71	1.65
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.01	0.01	0.08	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.43
Na	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	86.09	86.27	83.62	86.05	86.30	86.05	86.06	85.67	85.56	69.60
Larnite	0.25	0.31	3.99	0.23	0.34	0.25	0.26	0.29	0.35	17.97
Forsterite (Fo)	86.30	86.44	83.68	86.21	86.42	86.24	86.21	85.81	85.74	69.73
Fayalite (Fa)	13.45	13.25	12.33	13.56	13.23	13.51	13.53	13.90	13.91	12.31

Tableau A 1.3: Analyses par microsonde de l'olivine (en % en poids) des échantillons KHL1 et KHL15 et formule structurale calculée (suite).

Points Oxydes	148/41	148/42	148/43	148/44	148/45	148/46	148/47	148/48	148/49	148/50
SiO ₂	40.3	37.9	41.5	39.9	39.6	40.0	40.0	39.7	39.3	39.7
TiO ₂	0.00	0.10	0.03	0.04	0.00	0.00	0.06	0.06	0.01	0.02
Al ₂ O ₃	0.02	0.05	0.05	0.03	0.05	0.03	0.00	0.03	0.02	0.02
FeO	13.5	13.3	13.0	13.55	13.6	14.1	14.4	14.7	14.6	14.6
MnO	0.13	0.22	0.21	0.19	0.19	0.16	0.20	0.25	0.26	0.20
MgO	45.6	42.3	37.7	45.35	45.7	45.1	45.8	44.8	45.1	45.1
CaO	0.22	0.36	1.34	0.18	0.17	0.17	0.14	0.21	0.24	0.17
Na ₂ O	0.00	0.01	0.05	0.00	0.00	0.01	0.00	0.05	0.05	0.01
K ₂ O	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01
Total	99.70	94.24	93.88	99.25	99.33	99.53	100.54	99.77	99.54	99.83
Formule structurale basée sur 4 oxygènes										
Si	1.01	1.01	1.13	1.00	0.99	1.01	1.00	1.00	0.99	1.00
Al	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺	0.28	0.30	0.30	0.29	0.29	0.30	0.30	0.31	0.31	0.31
Mg	1.70	1.68	1.53	1.70	1.71	1.69	1.70	1.68	1.69	1.69
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00
Ca	0.01	0.01	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	85.40	84.34	81.77	85.26	85.29	84.78	84.67	83.99	84.14	84.25
Larnite	0.29	0.51	2.09	0.24	0.23	0.23	0.18	0.29	0.33	0.23
Forsterite (Fo)	85.52	84.55	81.98	85.43	85.46	84.93	84.85	84.21	84.37	84.43
Fayalite (Fa)	14.19	14.94	15.93	14.32	14.31	14.84	14.97	15.50	15.30	15.34

Points Oxydes	148/51	148/52	148/53	148/54	148/55	148/56	148/57	148/58	148/59	148/60
SiO ₂	39.9	39.7	39.2	39.25	39.2	39.5	39.4	38.9	39.5	57.6
TiO ₂	0.00	0.00	0.05	0.04	0.01	0.01	0.06	0.00	0.02	0.34
Al ₂ O ₃	0.02	0.02	0.02	0.03	0.00	0.03	0.01	0.02	0.03	15.55
FeO	14.8	15.5	15.6	16.05	16.1	16.00	16.9	16.95	17.15	5.48
MnO	0.26	0.11	0.22	0.27	0.23	0.30	0.23	0.26	0.29	0.05
MgO	44.5	44.0	44.3	43.8	43.9	43.3	43.2	43.7	43.2	6.02
CaO	0.14	0.23	0.18	0.17	0.17	0.19	0.21	0.16	0.13	2.03
Na ₂ O	0.04	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.88
K ₂ O	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	7.32
Total	99.71	99.57	99.54	99.59	99.57	99.35	100.03	99.95	100.28	96.30
Formule structurale basée sur 4 oxygènes										
Si	1.01	1.00	0.99	0.99	0.99	1.00	1.00	0.99	1.00	1.65
Al	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.52
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Fe ²⁺	0.31	0.33	0.33	0.34	0.34	0.34	0.36	0.36	0.36	0.13
Mg	1.67	1.66	1.67	1.65	1.66	1.64	1.63	1.65	1.63	0.26
Mn	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00
Ca	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.06
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.10
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.27
Total	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	83.89	83.14	83.13	82.52	82.59	82.35	81.57	81.72	81.38	56.91
Larnite	0.20	0.32	0.25	0.24	0.23	0.27	0.29	0.22	0.17	13.84
Forsterite (Fo)	84.13	83.23	83.33	82.75	82.80	82.62	81.78	81.94	81.64	57.06
Fayalite (Fa)	15.67	16.45	16.42	17.01	16.98	17.11	17.93	17.84	18.19	29.10

Tableau A 1.3: Analyses par microsonde de l'olivine (en % en poids) des échantillons KHL1 et KHL15 et formule structurale calculée (suite).

Points Oxydes	148/61	148/62	148/63	148/64	148/65	148/66	148/67	148/68	148/69	148/70
SiO ₂	39.3	37.9	41.00	38.9	39.2	39.3	38.7	39.3	38.8	38.95
TiO ₂	0.02	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.08	0.04	0.00	0.04
Al ₂ O ₃	0.02	0.03	0.23	0.04	0.00	0.02	0.02	0.00	0.02	0.03
FeO	17.9	17.85	18.2	18.7	18.7	18.9	19.2	19.4	19.75	20.35
MnO	0.28	0.28	0.27	0.35	0.29	0.23	0.30	0.29	0.29	0.37
MgO	42.3	41.5	42.5	41.7	41.6	41.6	41.3	41.4	41.2	41.15
CaO	0.16	1.03	0.54	0.21	0.23	0.19	0.20	0.21	0.15	0.19
Na ₂ O	0.00	0.02	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02
K ₂ O	0.02	0.01	0.04	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.00	0.00
Total	99.87	98.67	102.78	99.86	99.94	100.22	99.75	100.66	100.14	101.09
Formule structurale basée sur 4 oxygènes										
Si	1.00	0.98	1.02	0.99	1.00	1.00	0.99	1.00	0.99	0.99
Al	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺	0.38	0.39	0.38	0.40	0.40	0.40	0.41	0.41	0.42	0.43
Mg	1.61	1.60	1.58	1.59	1.59	1.58	1.58	1.57	1.57	1.56
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01
Ca	0.00	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	80.40	79.18	79.79	79.38	79.39	79.29	78.85	78.67	78.40	77.77
Larnite	0.22	1.41	0.73	0.29	0.31	0.26	0.28	0.29	0.20	0.26
Forsterite (Fo)	80.64	79.43	80.03	79.68	79.64	79.48	79.11	78.92	78.65	78.08
Fayalite (Fa)	19.14	19.16	19.24	20.03	20.05	20.25	20.61	20.79	21.15	21.66

Points Oxydes	148/71	148/72	148/73	148/74	148/75	148/76	148/757	148/78	148/79	148/80
SiO ₂	36.5	39.0	38.7	38.6	38.5	38.6	38.2	38.4	38.1	36.3
TiO ₂	0.02	0.00	0.00	0.06	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02
Al ₂ O ₃	0.04	0.03	0.00	0.03	0.00	0.04	0.03	0.04	0.01	0.03
FeO	18.5	20.6	20.7	21.2	21.5	21.6	22.1	23.2	23.2	22.8
MnO	0.30	0.43	0.38	0.44	0.40	0.36	0.44	0.41	0.39	0.38
MgO	38.5	40.1	39.8	39.7	39.8	38.6	38.8	38.5	38.3	36.8
CaO	3.07	0.18	0.16	0.21	0.20	0.19	0.20	0.21	0.20	2.32
Na ₂ O	0.06	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.08
K ₂ O	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.01	0.02	0.02
Total	96.95	100.33	99.75	100.20	100.46	99.30	99.76	100.83	100.26	98.71
Formule structurale basée sur 4 oxygènes										
Si	0.97	1.00	1.00	1.00	0.99	1.01	1.00	0.99	0.99	0.96
Al	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺	0.41	0.44	0.45	0.46	0.46	0.47	0.48	0.50	0.50	0.50
Mg	1.52	1.54	1.54	1.53	1.53	1.50	1.51	1.49	1.49	1.45
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Ca	0.09	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.07
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	75.08	77.12	76.94	76.36	76.21	75.61	75.16	74.16	74.15	71.54
Larnite	4.31	0.25	0.23	0.30	0.27	0.27	0.28	0.29	0.28	3.25
Forsterite (Fo)	75.33	77.48	77.26	76.73	76.55	75.92	75.52	74.50	74.47	71.84
Fayalite (Fa)	20.35	22.27	22.51	22.97	23.18	23.81	24.20	25.21	25.25	24.91

Tableau A 1.3: Analyses par microsonde de l'olivine (en % en poids) des échantillons KHL1 et KHL15 et formule structurale calculée (suite).

Points Oxydes	148/81	148/82	148/83	148/84	148/85
SiO ₂	37.8	38.2	37.9	37.6	37.2
TiO ₂	0.06	0.09	0.00	0.08	0.04
Al ₂ O ₃	0.03	0.01	0.00	0.02	0.06
FeO	23.95	24.4	24.8	25.5	26.2
MnO	0.43	0.44	0.46	0.38	0.44
MgO	37.6	37.2	36.4	36.3	35.05
CaO	0.40	0.19	0.17	0.17	0.14
Na ₂ O	0.03	0.00	0.01	0.00	0.00
K ₂ O	0.02	0.00	0.03	0.03	0.03
Total	100.31	100.48	99.71	100.12	99.12
Si	0.99	1.00	1.00	0.99	1.00
Al	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺	0.52	0.53	0.55	0.56	0.59
Mg	1.46	1.45	1.44	1.43	1.40
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Ca	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	72.90	72.52	71.84	71.27	69.97
Larnite	0.56	0.26	0.24	0.24	0.20
Forsterite (Fo)	73.24	72.87	72.21	71.57	70.32
Fayalite (Fa)	26.20	26.86	27.56	28.19	29.48

Points Oxydes	158/1	159/1	27	28	29	30	31	32	36	37
SiO ₂	38.6	39.1	39.3	38.75	39.8	38.6	38.8	40.2	39.6	40.2
TiO ₂	0.06	0.04	0.00	0.04	0.02	0.00	0.03	0.00	0.02	0.02
Al ₂ O ₃	0.02	0.03	0.02	0.02	0.03	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00
FeO	22.7	17.3	16.6	19.1	14.3	19.4	18.9	12.8	15.3	11.6
MnO	0.39	0.27	0.25	0.33	0.20	0.29	0.30	0.17	0.22	0.17
MgO	38.7	41.9	42.5	40.2	44.3	40.2	40.6	45.6	43.7	46.8
CaO	0.21	0.18	0.16	0.21	0.18	0.16	0.19	0.08	0.17	0.13
Na ₂ O	0.00	0.00	0.01	0.03	0.00	0.02	0.02	0.01	0.00	0.01
K ₂ O	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	100.75	98.87	98.83	98.70	98.82	98.58	98.88	98.81	99.00	98.96
Formule structurale basée sur 4 oxygènes										
Si	1.00	1.01	1.01	1.01	1.01	1.00	1.01	1.01	1.01	1.01
Al	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺	0.49	0.37	0.36	0.42	0.30	0.42	0.41	0.27	0.32	0.24
Mg	1.49	1.61	1.63	1.56	1.67	1.56	1.57	1.71	1.66	1.74
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00
Ca	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	74.66	80.74	81.61	78.44	84.23	78.29	78.80	86.16	83.23	87.44
Larnite	0.29	0.26	0.22	0.29	0.25	0.23	0.26	0.11	0.23	0.17
Forsterite (Fo)	74.99	80.97	81.83	78.73	84.41	78.55	79.07	86.32	83.42	87.61
Fayalite (Fa)	24.72	18.77	17.95	20.98	15.34	21.23	20.67	13.57	16.35	12.22

Tableau A 1.3: Analyses par microsonde de l'olivine (en % en poids) des échantillons KHL1 et KHL15 et formule structurale calculée (suite).

Oxydes \ Points	38	39	40	41	42	47	48	49	50
SiO ₂	38.6	38.65	39.55	38.8	40.6	38.6	38.8	38.6	38.6
TiO ₂	0.00	0.01	0.00	0.03	0.01	0.03	0.04	0.02	0.00
Al ₂ O ₃	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02
FeO	20.35	19.4	14.8	18.9	11.4	20.45	17.55	18.8	20.35
MnO	0.36	0.30	0.25	0.32	0.14	0.35	0.28	0.27	0.36
MgO	39.7	40.3	43.8	40.7	46.75	39.35	42.0	41.1	39.7
CaO	0.17	0.18	0.15	0.17	0.19	0.18	0.16	0.17	0.17
Na ₂ O	0.03	0.00	0.03	0.00	0.02	0.00	0.00	0.02	0.03
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00
Total	99.20	98.79	98.60	98.93	99.13	98.98	98.88	99.01	99.20
Si	1.00	1.01	1.01	1.00	1.01	1.01	1.00	1.00	1.00
Al	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺	0.44	0.42	0.32	0.41	0.24	0.45	0.38	0.41	0.44
Mg	1.54	1.56	1.67	1.57	1.74	1.53	1.61	1.58	1.54
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	77.16	78.31	83.67	78.89	87.59	76.93	80.59	79.16	77.16
Larnite	0.24	0.25	0.21	0.24	0.25	0.26	0.22	0.24	0.24
Forsterite (Fo)	77.47	78.57	83.90	79.17	87.72	77.23	80.83	79.40	77.47
Fayalite (Fa)	22.29	21.18	15.90	20.59	12.03	22.51	18.95	20.36	22.29

Tableau A 1.3: Analyses par microsonde de l'olivine (en % en poids) des échantillons KHL1 et KHL15 et formule structurale calculée (suite).

Samples	KHL1				
	Points	164/1	165/1	166/1	167/1
Oxydes					
SiO ₂		50.9	48.9	51.85	49.7
TiO ₂		1.28	1.53	1.28	2.06
Al ₂ O ₃		3.24	3.81	2.00	3.33
Cr ₂ O ₃		0.00	0.00	0.00	0.00
FeO		6.20	6.29	7.67	7.61
MnO		0.12	0.23	0.23	0.22
MgO		15.5	15.1	16.2	15.0
CaO		20.3	20.9	19.4	19.7
Na ₂ O		0.26	0.23	0.21	0.22
K ₂ O		0.06	0.03	0.10	0.07
Total		97.84	97.09	98.88	97.95
Si		1.913	1.854	1.935	1.878
Ti		0.036	0.044	0.036	0.059
Al		0.144	0.170	0.088	0.148
Cr		0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ³⁺		-0.021	0.052	-0.010	-0.001
Fe ²⁺		0.216	0.147	0.249	0.242
Mn		0.004	0.007	0.007	0.007
Mg		0.867	0.856	0.900	0.849
Ca		0.819	0.851	0.775	0.799
Na		0.019	0.017	0.015	0.016
K		0.003	0.001	0.005	0.003
Total		4.000	4.000	4.000	4.000
WO		43.1	45.9	40.3	42.3
EN		45.6	46.2	46.8	44.9
FS		11.3	7.9	13	12.8
Mg/(Mg+Fe ²⁺)		80.1	85.3	78.3	77.8

Tableau A 1.4: Analyses par microsonde de clinopyroxène (en % en poids) de l'échantillon KHL1 et formule structurale calculée.

Points Oxydes	Points											
	161 / 1	161 / 2	161 / 3	161 / 4	161 / 5	161 / 6	161 / 7	161 / 8	161 / 9	161 / 10	161 / 11	161 / 12
SiO ₂	62.55	59.5	60.35	60.6	60.4	61.0	59.00	59.95	62.3	64.1	63.85	64.2
TiO ₂	0.31	0.22	0.25	0.29	0.26	0.29	0.25	0.27	0.37	0.40	0.20	0.25
Al ₂ O ₃	18.00	19.2	19.35	19.5	19.2	19.7	22.3	22.1	19.9	19.2	18.1	18.0
FeO	2.26	1.33	1.36	0.48	1.12	0.77	0.53	0.40	0.35	0.27	0.39	0.75
MnO	0.00	0.00	0.02	0.02	0.00	0.00	0.01	0.05	0.00	0.03	0.02	0.08
MgO	1.62	1.02	0.85	0.32	0.87	0.51	0.23	0.09	0.02	0.05	0.24	0.44
CaO	1.42	1.11	0.99	0.93	0.93	1.09	4.36	4.10	1.40	0.76	0.36	0.40
Na ₂ O	2.59	2.46	2.70	2.69	2.48	2.71	3.28	3.34	3.05	2.65	2.10	2.07
K ₂ O	9.83	8.75	9.37	9.94	9.69	9.76	6.63	8.03	10.5	11.6	12.2	11.7
BaO	0.99	3.25	3.50	3.35	3.25	2.82	1.47	1.25	0.86	0.32	0.09	0.04
Total	99.52	96.85	98.74	98.15	98.19	98.64	98.02	99.61	98.70	99.39	97.56	97.89
Formule structurale basée sur 8 oxygènes												
Si	2.904	2.863	2.861	2.881	2.871	2.874	2.756	2.769	2.897	2.948	2.988	2.988
Al	0.983	1.088	1.081	1.094	1.078	1.094	1.228	1.205	1.089	1.041	0.998	0.989
Ti	0.011	0.008	0.009	0.011	0.009	0.010	0.009	0.009	0.013	0.014	0.007	0.009
Fe ²⁺	0.088	0.053	0.054	0.019	0.044	0.030	0.021	0.015	0.014	0.010	0.015	0.029
Mn	-0.001	-0.002	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.002	-0.002	0.001	0.001	0.003
Mg	0.112	0.073	0.060	0.023	0.062	0.036	0.016	0.006	0.001	0.003	0.017	0.031
Ca	0.071	0.057	0.050	0.047	0.048	0.055	0.219	0.203	0.070	0.037	0.018	0.020
Na	0.234	0.230	0.248	0.248	0.229	0.247	0.297	0.299	0.275	0.236	0.191	0.187
K	0.582	0.537	0.567	0.603	0.588	0.587	0.395	0.473	0.621	0.679	0.728	0.693
Ba	0.018	0.061	0.065	0.062	0.061	0.052	0.027	0.023	0.016	0.006	0.002	0.001
Total	5.002	4.968	4.966	4.987	4.989	4.985	4.967	5.005	4.994	4.975	4.965	4.949
Orthose (Or)	64.36	60.66	60.96	62.76	63.55	62.32	42.16	47.39	63.26	70.89	77.61	76.97
Albite (Ab)	25.81	25.96	26.66	25.80	24.76	26.28	31.66	29.99	28.03	24.61	20.30	20.75
Anorthite (An)	7.83	6.45	5.39	4.93	5.14	5.87	23.31	20.34	7.11	3.89	1.90	2.19
Celsiane (Ce)	2.00	6.93	6.98	6.50	6.55	5.53	2.86	2.27	1.60	0.61	0.18	0.09

Points Oxydes	Points									
	162 / 1	162 / 2	162 / 3	162 / 4	162 / 5	162 / 6	162 / 7	162 / 8	162 / 9	162 / 10
SiO ₂	64.4	64.8	64.2	63.2	63.6	62.4	61.5	59.6	60.8	60.45
TiO ₂	0.32	0.34	0.45	0.38	0.28	0.42	0.36	0.41	0.32	0.29
Al ₂ O ₃	18.0	18.6	18.9	19.1	19.5	20.0	19.6	18.9	20.65	20.1
FeO	0.48	0.41	0.39	0.37	0.31	0.32	0.71	1.45	0.39	0.28
MnO	0.01	0.01	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.03
MgO	0.38	0.09	0.12	0.04	0.00	0.02	0.56	1.03	0.09	0.00
CaO	0.38	0.45	0.50	0.71	0.83	0.89	1.03	1.64	1.18	1.23
Na ₂ O	2.33	2.65	2.48	2.71	2.71	2.79	2.75	2.64	3.09	3.11
K ₂ O	12.1	11.8	12.1	11.35	10.9	10.4	9.87	9.06	9.17	9.27
BaO	0.02	0.04	0.46	1.11	1.38	2.52	3.03	3.06	3.97	3.99
Total	98.53	99.10	99.55	99.06	99.49	99.75	99.43	97.77	99.66	98.81
Formule structurale basée sur 8 oxygènes										
Si	2.985	2.979	2.956	2.936	2.935	2.896	2.879	2.851	2.849	2.861
Al	0.987	1.007	1.024	1.046	1.060	1.095	1.082	1.065	1.141	1.124
Ti	0.011	0.012	0.016	0.013	0.010	0.015	0.013	0.015	0.011	0.010
Fe ²⁺	0.018	0.016	0.015	0.015	0.012	0.013	0.028	0.058	0.015	0.011
Mn	0.000	0.001	-0.002	0.002	-0.001	0.000	-0.001	0.000	0.001	0.001
Mg	0.026	0.006	0.008	0.003	0.000	0.002	0.039	0.073	0.006	0.000
Ca	0.019	0.022	0.025	0.035	0.041	0.044	0.052	0.084	0.059	0.062
Na	0.209	0.236	0.221	0.244	0.243	0.251	0.250	0.245	0.281	0.285
K	0.715	0.691	0.709	0.672	0.644	0.613	0.589	0.553	0.548	0.560
Ba	0.000	0.001	0.008	0.020	0.025	0.046	0.056	0.057	0.073	0.074
Total	4.972	4.970	4.981	4.986	4.969	4.974	4.987	5.001	4.984	4.989
Orthose (Or)	75.78	72.73	73.60	69.18	67.58	64.29	62.26	58.84	57.00	57.04
Albite (Ab)	22.19	24.87	22.95	25.10	25.47	26.27	26.39	26.08	29.25	29.06
Anorthite (An)	1.99	2.33	2.58	3.65	4.33	4.63	5.47	8.97	6.16	6.36
Celsiane (Ce)	0.04	0.07	0.87	2.07	2.62	4.80	5.87	6.10	7.59	7.55

Tableau A 1.5: Analyses par microsonde de feldspath alcalin (en % en poids) des échantillons KHL1 et KHL15 et formule structurale calculée.

Points Oxydes	Points								
	162 / 11	162 / 12	162 / 13	162 / 14	162 / 15	162 / 16	162 / 17	162 / 18	162 / 19
SiO ₂	60.5	60.9	61.8	64.00	63.5	64.7	64.9	65.1	59.9
TiO ₂	0.28	0.37	0.38	0.48	0.38	0.37	0.35	0.32	0.30
Al ₂ O ₃	20.4	20.55	20.7	19.3	19.2	19.00	18.7	18.4	15.5
FeO	0.38	0.36	0.33	0.28	0.29	0.46	0.41	0.47	1.17
MnO	0.01	0.05	0.00	0.00	0.05	0.09	0.00	0.00	0.01
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	1.65
CaO	1.37	1.61	1.68	0.80	0.81	0.60	0.36	0.29	0.37
Na ₂ O	3.01	3.15	3.25	3.05	3.07	2.83	2.65	2.44	1.74
K ₂ O	9.23	9.28	9.55	11.2	11.4	11.7	12.1	12.35	11.7
BaO	3.74	3.65	2.15	0.72	0.49	0.14	0.04	0.00	0.05
Total	98.87	99.90	99.80	99.67	99.14	99.89	99.58	99.39	92.36
Formule structurale basée sur 8 oxygènes									
Si	2.855	2.847	2.861	2.939	2.934	2.959	2.976	2.990	2.983
Al	1.134	1.132	1.127	1.043	1.046	1.023	1.011	0.997	0.909
Ti	0.010	0.013	0.013	0.017	0.013	0.013	0.012	0.011	0.011
Fe ²⁺	0.015	0.014	0.013	0.011	0.011	0.018	0.016	0.018	0.049
Mn	0.001	0.002	-0.002	-0.001	0.002	0.003	0.000	0.000	0.000
Mg	-0.001	0.000	0.000	0.000	-0.001	0.001	0.001	0.000	0.123
Ca	0.069	0.081	0.084	0.040	0.040	0.029	0.018	0.014	0.020
Na	0.276	0.285	0.291	0.272	0.275	0.251	0.236	0.218	0.168
K	0.555	0.553	0.564	0.654	0.672	0.685	0.709	0.723	0.743
Ba	0.069	0.067	0.039	0.013	0.009	0.002	0.001	0.000	0.001
Total	4.984	4.994	4.990	4.986	5.003	4.984	4.979	4.971	5.007
Orthose (Or)	57.29	56.12	57.67	66.87	67.46	70.82	73.60	75.74	79.68
Albite (Ab)	28.43	28.93	29.81	27.77	27.59	25.91	24.48	22.79	18.08
Anorthite (An)	7.15	8.18	8.54	4.05	4.05	3.02	1.84	1.47	2.14
Celsiane (Ce)	7.14	6.77	3.98	1.32	0.90	0.25	0.07	0.00	0.10

Points Oxydes	Points					
	34	35	43	44	45	51
SiO ₂	59.6	63.75	62.9	60.6	63.0	63.25
TiO ₂	0.36	0.28	0.34	0.42	0.39	0.42
Al ₂ O ₃	19.6	18.5	19.00	19.5	18.9	19.0
FeO	0.38	0.26	0.38	0.35	0.30	0.30
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
MgO	0.05	0.02	0.00	0.02	0.00	0.01
CaO	1.49	0.50	0.62	1.02	0.71	0.64
Na ₂ O	2.95	2.58	2.58	2.75	2.94	2.71
K ₂ O	11.0	13.4	12.9	11.75	12.7	12.8
BaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	95.46	99.26	98.70	96.40	98.98	99.14
Formule structurale basée sur 8 oxygènes						
Si	2.867	2.958	2.933	2.888	2.930	2.934
Al	1.112	1.010	1.042	1.095	1.038	1.038
Ti	0.013	0.010	0.012	0.015	0.014	0.015
Fe ²⁺	0.015	0.010	0.015	0.014	0.012	0.012
Mn	-0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.003	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000
Ca	0.077	0.025	0.031	0.052	0.035	0.032
Na	0.275	0.232	0.233	0.254	0.265	0.244
K	0.677	0.794	0.769	0.714	0.756	0.758
Ba	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Total	5.040	5.040	5.035	5.033	5.048	5.033
Orthose (Or)	65.81	75.56	74.44	69.99	71.59	73.31
Albite (Ab)	26.72	22.07	22.55	24.88	25.08	23.61
Anorthite (An)	7.47	2.36	3.02	5.12	3.33	3.08
Celsiane (Ce)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

Tableau A 1.5: Analyses par microsonde de feldspath alcalin (en % en poids) des échantillons KHL1 et KHL15 et formule structurale calculée (suite).

Points Oxydes	Points									
	171 / 1	172 / 1	173 / 1.	173 / 2.	173 / 3	173 / 4	173 / 5	173 / 6	173 / 7	173 / 8
SiO ₂	54.7	55.0	55.75	53.2	53.85	52.3	54.7	52.3	54.95	52.0
TiO ₂	0.06	0.07	0.16	0.20	0.12	0.37	1.03	0.14	0.17	0.18
Al ₂ O ₃	27.8	26.7	24.75	28.75	27.9	28.4	23.0	28.4	26.7	29.85
FeO	0.67	0.81	0.51	0.69	0.63	1.08	3.66	1.49	0.71	0.79
MnO	0.00	0.05	0.02	0.00	0.00	0.03	0.03	0.01	0.00	0.05
MgO	0.16	0.26	0.06	0.11	0.05	0.24	1.21	0.54	0.07	0.13
CaO	11.00	8.66	6.03	11.4	10.5	11.6	9.00	11.4	8.90	12.3
Na ₂ O	3.80	3.57	3.41	4.33	3.97	3.94	3.28	3.63	3.33	3.69
K ₂ O	0.54	2.56	5.61	0.65	2.42	0.83	3.39	1.30	4.20	0.68
BaO	0.37	1.15	2.80	0.35	0.26	0.18	0.14	0.18	0.10	0.23
Total	99.00	98.83	99.09	99.65	99.72	98.95	99.45	99.44	99.09	99.93
Formule structurale basée sur 8 oxygènes										
Si	2.497	2.538	2.616	2.429	2.468	2.412	2.551	2.406	2.534	2.374
Al	1.494	1.455	1.369	1.547	1.507	1.542	1.265	1.543	1.449	1.606
Ti	0.002	0.002	0.006	0.007	0.004	0.013	0.036	0.005	0.006	0.006
Fe ²⁺	0.025	0.031	0.020	0.026	0.024	0.042	0.143	0.057	0.027	0.030
Mn	-0.002	0.002	0.001	-0.001	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.002
Mg	0.011	0.018	0.004	0.008	0.003	0.017	0.084	0.037	0.005	0.009
Ca	0.537	0.429	0.303	0.557	0.517	0.574	0.450	0.565	0.440	0.603
Na	0.336	0.320	0.310	0.383	0.352	0.352	0.297	0.324	0.298	0.326
K	0.032	0.151	0.336	0.038	0.141	0.049	0.202	0.076	0.247	0.040
Ba	0.007	0.021	0.052	0.006	0.005	0.003	0.003	0.003	0.002	0.004
Total	4.938	4.967	5.017	5.001	5.022	5.005	5.030	5.017	5.008	5.000
Orthose (Or)	3.46	16.38	33.56	3.85	13.94	4.98	21.21	7.89	25.04	4.09
Albite (Ab)	36.91	34.77	30.99	38.93	34.72	36.01	31.22	33.45	30.20	33.52
Anorthite (An)	58.91	46.59	30.30	56.59	50.89	58.68	47.30	58.33	44.57	61.96
Celsiane (Ce)	0.72	2.26	5.15	0.64	0.46	0.33	0.27	0.33	0.19	0.43

Points Oxydes	Points					
	174 / 1	174 / 2	174 / 3	174 / 4	174 / 5	174 / 6
SiO ₂	26.8	50.05	52.1	52.1	50.75	55.7
TiO ₂	0.78	0.39	0.00	0.13	0.11	0.11
Al ₂ O ₃	2.24	24.05	29.45	29.1	30.2	27.2
FeO	3.80	1.45	0.73	1.19	0.73	0.64
MnO	0.04	0.09	0.05	0.00	0.02	0.01
MgO	7.49	3.13	0.03	0.41	0.00	0.11
CaO	36.7	14.7	12.1	11.7	12.8	9.71
Na ₂ O	0.36	3.08	3.94	3.74	3.58	5.91
K ₂ O	0.08	0.38	0.62	0.65	0.49	0.78
BaO	0.07	0.07	0.22	0.26	0.16	0.04
Total	78.32	97.39	99.18	99.28	98.76	100.21
Formule structurale basée sur 8 oxygènes						
Si	1.900	2.381	2.393	2.393	2.345	2.519
Al	0.187	1.348	1.595	1.576	1.642	1.447
Ti	0.042	0.014	0.000	0.004	0.004	0.004
Fe ²⁺	0.225	0.058	0.028	0.046	0.028	0.024
Mn	0.002	0.004	0.002	0.000	0.001	0.000
Mg	0.792	0.222	0.002	0.028	0.000	0.008
Ca	2.786	0.748	0.593	0.578	0.632	0.470
Na	0.050	0.284	0.351	0.333	0.321	0.518
K	0.007	0.023	0.036	0.038	0.029	0.045
Ba	0.002	0.001	0.004	0.005	0.003	0.001
Total	5.993	5.084	5.003	5.001	5.004	5.036
Orthose (Or)	0.24	2.20	3.67	3.99	2.92	4.37
Albite (Ab)	1.74	26.89	35.64	34.92	32.60	50.07
Anorthite (An)	97.95	70.79	60.29	60.59	64.18	45.48
Celsiane (Ce)	0.07	0.13	0.40	0.49	0.30	0.08

Tableau A 1.6: Analyses par microsonde de plagioclase (en % en poids) de l'échantillon KHL1 et formule structurale calculée.

Points Oxydes	150/1	151/1	152/1	153/1	154/1	155/1	156/1	157/1	163/1	46
SiO ₂	12.55	0.07	0.17	0.63	0.13	0.19	0.12	35.95	1.98	0.15
TiO ₂	37.95	8.76	13.0	9.92	1.96	11.3	13.2	23.45	46.7	46.95
Al ₂ O ₃	2.66	6.13	3.44	5.55	10.98	4.31	2.59	12.7	0.53	0.10
FeO	36.1	49.35	58.1	50.9	32.85	55.3	66.8	22.5	44.9	41.2
MnO	0.43	0.19	0.35	0.20	0.00	0.28	0.39	0.21	0.52	0.41
MgO	5.35	4.12	3.48	4.82	6.05	4.25	2.15	1.52	2.29	4.75
CaO	0.28	0.02	0.72	0.06	0.02	0.04	0.13	0.96	0.14	1.02
Na ₂ O	0.95	0.05	0.08	0.00	0.01	0.00	0.20	1.95	0.10	0.00
K ₂ O	1.41	0.02	0.10	0.10	0.00	0.02	0.08	5.25	0.38	0.10
BaO	0.14	0.09	0.06	0.03	0.00	0.02	0.02	0.41	0.09	-
Cr ₂ O ₃	2.58	26.9	14.00	23.8	43.8	19.2	8.67	0.04	0.06	0.95
ZnO	0.07	0.22	0.18	0.12	0.24	0.17	0.22	0.08	0.03	-
Total	100.46	95.84	93.70	96.13	96.05	95.05	94.57	104.93	97.72	96.14
Formule structurale basée sur 32 oxygènes										
Si	3.536	0.021	0.052	0.180	0.036	0.056	0.036	9.491	0.598	0.045
Al	0.884	2.092	1.217	1.880	3.618	1.488	0.919	3.944	0.190	0.036
Ti	8.043	1.906	2.934	2.145	0.413	2.491	2.997	4.656	10.615	10.658
Fe ²⁺	8.511	8.048	9.071	8.17	5.875	8.575	9.875	4.969	11.366	10.403
Fe ³⁺	-	3.897	5.494	4.061	1.804	4.970	6.952	-	-	-
Mn	0.103	0.047	0.089	0.048	0.003	0.070	0.101	0.047	0.132	0.105
Mg	2.249	1.778	1.554	2.063	2.521	1.855	0.966	0.598	1.034	2.137
Ca	0.085	0.007	0.232	0.017	0.006	0.011	0.041	0.271	0.044	0.330
Cr	0.575	6.157	3.317	5.409	9.681	4.447	2.069	0.009	0.014	0.227
Zn	0.014	0.047	0.040	0.026	0.050	0.036	0.050	0.015	0.006	-
100*Mg/(Mg+Fe ²⁺)	20.90	18.09	14.62	20.16	30.02	17.78	8.91	10.73	8.34	17.04
100*Fe ²⁺ /(Mg+Fe ²⁺)	79.1	81.91	85.38	79.84	69.98	82.22	91.09	89.27	91.66	82.96
100*Cr/(Cr+Al)	39.41	74.64	73.16	74.20	72.79	74.93	69.18	0.22	6.87	86.43
Spl		12.5	6	12	23	9	4			
Chr		29	7	21	52	13	5			
Hc		0	0	0	0	0	0			
Mag		24	35	26	11	31	44			
Usp		24	37	28	5	31	38			

Tableau A 1.7: Analyses par microsonde de spinelles (chromites, spinelles chromifères et titanifères, ilménites) (en % en poids) de l'échantillon KHL1 et formule structurale calculée.

Points				
Oxydes	176/1	177/1	178/1*	179/1
SiO ₂	45.7	44.0	67.9	48.3
TiO ₂	1.60	2.10	1.06	1.68
Al ₂ O ₃	8.94	9.39	4.94	12.7
FeO	5.81	6.57	4.80	4.76
MnO	0.01	0.05	0.06	0.06
MgO	23.3	22.6	11.9	16.0
CaO	0.04	0.05	0.28	0.44
Na ₂ O	0.50	0.48	0.27	1.27
K ₂ O	8.78	8.78	4.32	8.79
BaO	0.03	0.04	0.06	0.01
F	6.75	6.39	5.91	5.18
Cl	0.20	0.19	0.11	0.11
Total	99.70	98.99	100.92	98.92
Formule structurale basée sur 22 oxygènes				
Si	6.476	6.325	8.723	6.776
Al ^{VI}	1.491	1.589	0.748	2.096
Ti	0.171	0.227	0.102	0.178
Fe ²⁺	0.688	0.789	0.516	0.558
Mn	0.001	0.006	0.006	0.007
Mg	4.911	4.833	2.275	3.354
Ba	0.002	0.002	0.003	0.001
Ca	0.006	0.008	0.039	0.066
Na	0.137	0.135	0.068	0.346
K	1.586	1.608	0.708	1.573
F	3.022	2.903	2.400	2.296
Cl	0.092	0.085	0.046	0.051
OH	0.886	1.012	1.554	1.653
100*Mg/(Mg+Fe ²⁺)	87.7	85.9	81.3	85.6

Tableau A 1.8: Analyses par microsonde de phlogopite (en % en poids) de l'échantillon KHL1 et formule structurale calculée. *mélange possible

Oxydes \ Points	175/1
SiO ₂	10.4
TiO ₂	0.25
Al ₂ O ₃	1.00
FeO	0.90
MnO	0.04
MgO	0.14
CaO	44.8
Na ₂ O	0.25
K ₂ O	0.61
BaO	0.05
P ₂ O ₅	37.00
F	4.52
Cl	0.40
Total	100.27
Structural formula on the basis of 25 oxygens	
Si	1.720
P	5.191
Ti	0.032
Al	0.097
Fe	0.125
Mn	0.006
Mg	0.035
Ca	7.956
Na	0.081
K	0.128
Ba	0.003
F	1.144
Cl	0.112
OH	0.744

Tableau A 1.9: Analyses par microsonde d'une apatite (en % en poids) de l'échantillon KHL1 et formule structurale calculée.

Oxydes \ Points	63/1	64/1	66/1
SiO ₂	81.80	93.70	76.60
TiO ₂	0.16	0.13	0.16
Al ₂ O ₃	8.64	1.25	2.06
FeO	0.75	0.61	6.07
MnO	0.00	0.00	0.02
MgO	0.53	0.43	6.08
CaO	0.38	0.45	0.85
Na ₂ O	1.28	0.43	0.25
K ₂ O	4.92	0.04	0.25
Total	98.48	97.09	92.39

Tableau A 1.10: Analyses par microsonde du verre interstitiel (en % en poids) de l'échantillon KHL1

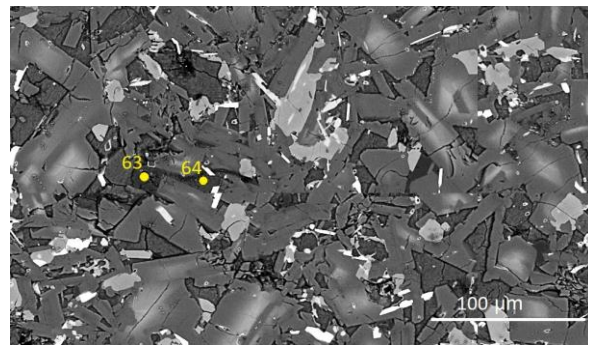


Figure A 1.7: image BSE montrant la localisation des points 63 et 64 (verre) de l'échantillon KHL1

Points/ Oxydes	149/1	149/2	149/ 3	149/4	149/5	149/6	149/7	149/8	149/9	149/10
SiO ₂	49.95	49.2	50.7	49.45	54.6	51.8	50.4	42.8	48.3	48.5
Al ₂ O ₃	2.31	2.24	1.80	2.16	25.92	29.42	29.10	2.22	1.84	1.83
TiO ₂	0.07	0.08	0.04	0.12	0.16	0.10	0.16	0.05	0.05	0.00
FeO	14.0	13.6	13.15	13.6	1.03	0.62	0.83	10.8	13.7	12.2
MgO	17.2	17.05	18.4	18.4	0.60	0.07	0.09	13.6	16.3	19.9
MnO	0.00	0.06	0.03	0.02	0.00	0.00	0.00	0.03	0.02	0.06
CaO	1.51	1.39	1.18	1.45	8.63	11.9	12.9	1.71	1.34	2.26
K ₂ O	0.38	0.32	0.32	0.34	2.89	0.90	0.66	0.33	0.25	0.24
Na ₂ O	0.11	0.10	0.12	0.13	3.92	3.82	3.48	0.12	0.07	0.14
BaO	0.01	0.04	0.06	0.09	0.70	0.20	0.14	0.05	0.01	0.01
Total	85.58	84.09	85.80	85.81	98.40	98.82	97.84	71.68	81.83	85.18

Points/ Oxydes	149/11	149/12	149/13	149/14	149/15	149/16	149/17	160/1	168/1	169/1	170/1
SiO ₂	50.9	49.7	47.8	50.9	52.2	51.1	48.3	50.55	48.0	45.1	45.6
Al ₂ O ₃	1.98	2.09	1.97	2.06	2.35	2.34	2.14	1.29	3.95	3.45	3.81
TiO ₂	0.00	0.03	0.08	0.03	0.03	0.03	0.05	0.12	0.09	0.24	0.23
FeO	13.1	13.4	13.0	14.1	14.5	14.4	13.2	13.3	16.2	15.7	16.75
MgO	17.8	16.85	16.4	17.8	19.1	17.3	16.7	16.6	15.8	13.3	15.7
MnO	0.06	0.05	0.02	0.04	0.07	0.06	0.10	0.11	0.07	-0.01	0.08
CaO	1.40	1.46	1.40	1.53	2.01	1.56	2.19	1.35	1.70	1.69	1.63
K ₂ O	0.25	0.28	0.27	0.25	0.34	0.26	0.23	0.23	0.46	0.28	0.43
Na ₂ O	0.08	0.08	0.09	0.11	0.14	0.09	0.07	0.04	0.12	0.10	0.11
BaO	0.00	0.10	0.04	0.00	0.00	0.08	0.05	0.01	0.03	0.02	0.04
Total	85.54	84.04	81.15	86.80	90.78	87.27	83.07	83.62	86.47	79.88	84.37

Tableau A 1.11: Analyses par microsonde de minéraux d'altération (en % en poids) de l'échantillon KHL1.

	Chlorophaeite	Saponite	147/1 à 19	160/1	168/1	169/1	170/1	6/1 à 9
SiO ₂	50.9	39.9	49.3	50.55	48.0	45.1	45.6	49.9
Al ₂ O ₃	4.03	7.37	2.10	1.29	3.95	3.45	3.80	3.30
FeO	8.98	13.0	13.3	13.3	16.2	15.7	16.75	11.4
MgO	20.75	20.05	17.35	16.6	15.8	13.3	15.7	20.1
CaO	0.65	1.52	1.60	1.35	1.70	1.69	1.63	1.27
Na ₂ O	0.52	-	0.10	0.044	0.12	0.10	0.11	0.09
K ₂ O	0.84	-	0.29	0.23	0.46	0.28	0.43	0.43
Total	86.66	81.87	84.06	83.62	86.47	79.88	84.37	86.81

Tableau A 1.12: Comparaison entre les compositions chimiques de la chlorophaeite (Hekinian, 1988), de la saponite (bowlingite) (Caillere et Henin, 1951) et des minéraux d'altération (présente étude).

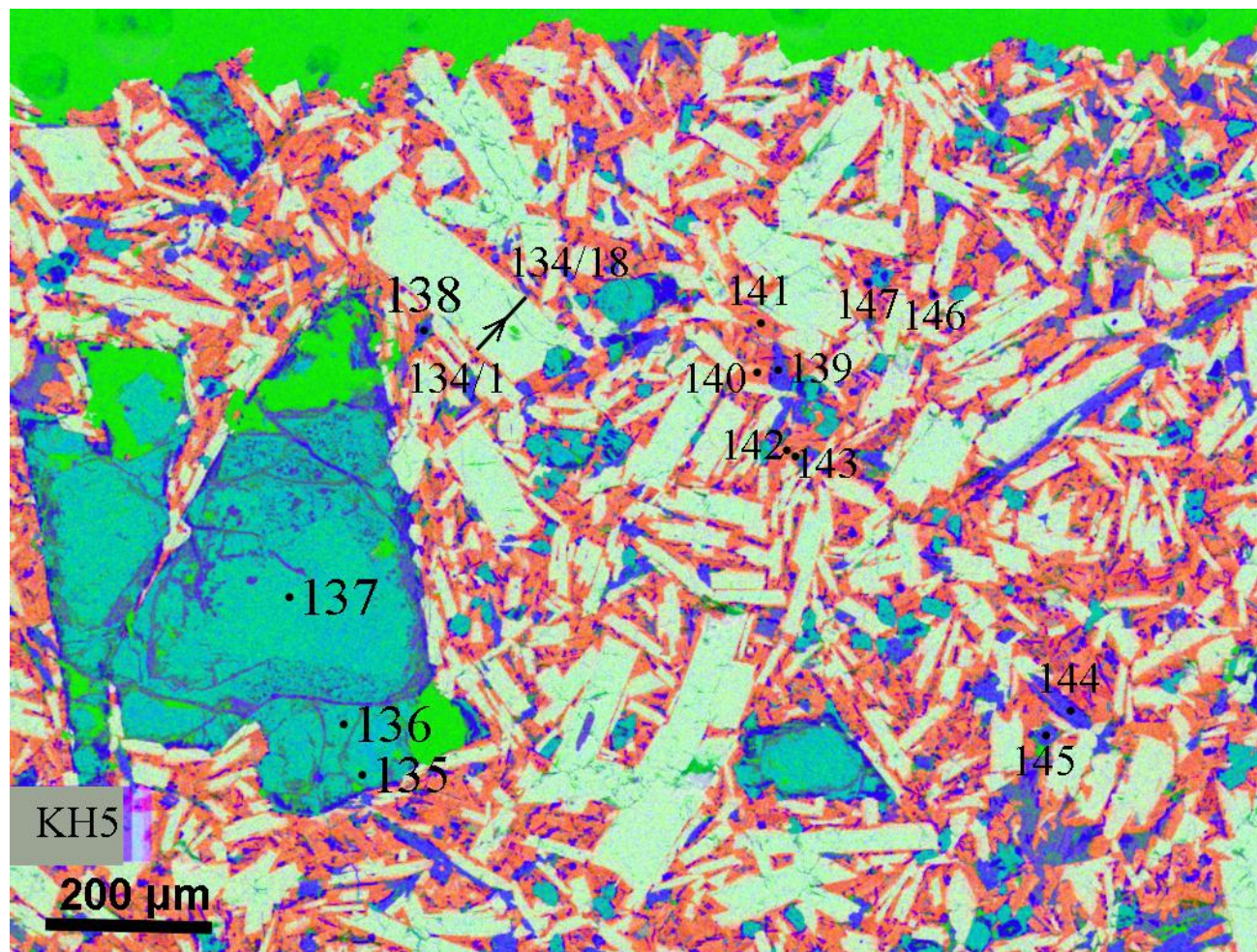


Figure A 1.8: Carte de composition EDS en couleurs RGB (R=PCA1, G=PCA2, B=PCA3) de l'échantillon KHS2 montrant les points analysés à la microsonde. La nature des phases minéralogiques est donnée dans le tableau A13 (voir aussi la fig. 4B)

Points	Localisation des images	Commentaires
134/1 à 134/18	Figure A8	Profil bord-cœur-bord d'un plagioclase anorthite avec un pas de 5 μm (18 points).
17 à 22	Figure A9	Plagioclases
135. 136. 137	Figure A8	Profil bord (135) – coeur (137) profile d'une calcite.
138. 139. 144. 145	Figure A8	Clinopyroxènes
140. 141. 142. 143	Figure A8 et A10	Feldspath alcalin (un peu ternaire ?) avec un peu de Ba pour 141 et 143?.
146. 147	Figure A8	Ilménite (trop petit; risqué de mélange)

Tableau A 1.13: Détails sur les points analysés par la microsonde (échantillon KHS2)

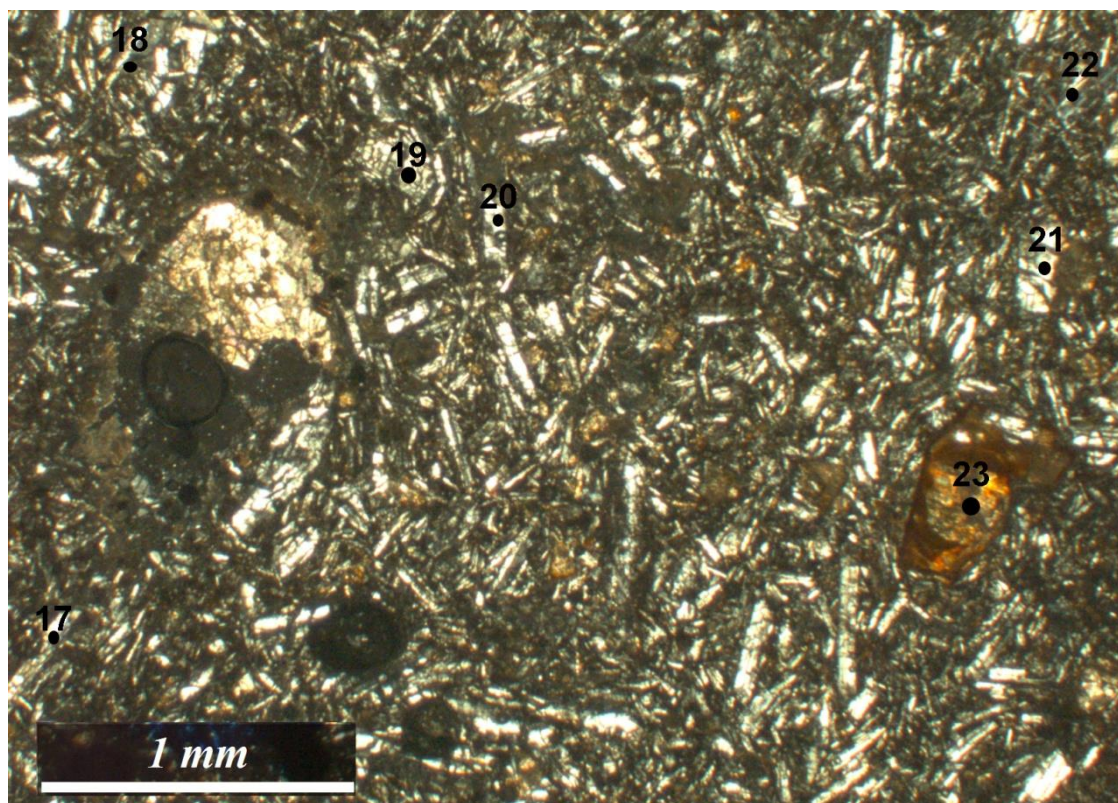


Figure A 1.9: images au microscope en lumière naturelle de l'échantillon KHS2 montrant les points analysés par microsonde (à l'université de Montpellier). Points 17 à 22: Plagioclases. Point 23: mineral altération.

Points Oxydes											
	134 / 1	134 / 2	134 / 3	134 / 4	134 / 5	134 / 6	134 / 7	134 / 8	134 / 9	134 / 10	134/11
SiO ₂	58.3	56.2	53.00	50.5	49.9	50.05	50.8	51.85	51.35	51.3	51.35
TiO ₂	0.46	0.30	0.11	0.09	0.05	0.07	0.05	0.08	0.07	0.02	0.08
Al ₂ O ₃	18.55	27.0	29.2	31.1	31.8	31.4	30.8	30.7	30.6	30.7	30.55
FeO	0.46	0.57	0.25	0.14	0.24	0.11	0.15	0.13	0.21	0.10	0.20
MnO	0.03	0.01	0.00	0.04	0.01	0.00	0.01	0.05	0.03	0.00	0.01
MgO	0.01	0.07	0.07	0.04	0.04	0.01	0.05	0.05	0.05	0.08	0.04
CaO	3.74	9.12	11.35	13.4	14.0	14.0	13.0	12.8	12.6	13.2	12.6
Na ₂ O	4.96	5.96	4.52	3.33	3.17	3.24	3.73	3.81	3.79	3.60	3.94
K ₂ O	7.44	0.82	0.64	0.39	0.30	0.33	0.39	0.40	0.43	0.38	0.41
BaO	0.07	0.22	0.13	0.04	0.06	0.00	0.10	0.09	0.09	0.03	0.17
Total	94.00	100.35	99.19	99.07	99.51	99.07	99.08	99.94	99.19	99.40	99.33
Formule structurale basée sur 8 oxygènes											
Si	2.842	2.535	2.422	2.320	2.286	2.301	2.335	2.357	2.353	2.345	2.351
Al	1.066	1.437	1.573	1.684	1.716	1.699	1.665	1.643	1.651	1.655	1.649
Ti	0.017	0.010	0.004	0.003	0.002	0.002	0.002	0.003	0.002	0.001	0.003
Fe ²⁺	0.019	0.021	0.010	0.005	0.009	0.004	0.006	0.005	0.008	0.004	0.008
Mg	0.001	0.005	0.005	0.003	0.003	0.001	0.003	0.003	0.004	0.006	0.003
Mn	0.001	0.001	-0.002	0.001	0.000	-0.002	0.000	0.002	0.001	-0.002	0.000
Ca	0.196	0.440	0.556	0.658	0.687	0.688	0.640	0.624	0.619	0.648	0.618
Na	0.469	0.521	0.401	0.296	0.282	0.288	0.332	0.336	0.337	0.319	0.350
K	0.463	0.047	0.037	0.023	0.018	0.019	0.023	0.023	0.025	0.022	0.024
Ba	0.001	0.004	0.002	0.001	0.001	0.000	0.002	0.002	0.002	0.001	0.003
Total	5.074	5.021	5.007	4.994	5.004	5.001	5.008	4.998	5.000	4.997	5.008
Orthose (Or)	41.01	4.67	3.75	2.33	1.79	1.96	2.30	2.34	2.55	2.22	2.40
Albite (Ab)	41.55	51.43	40.24	30.28	28.53	28.97	33.32	34.11	34.29	32.21	35.16
Anorthite (An)	17.33	43.51	55.77	67.31	69.57	69.09	64.19	63.39	63.00	65.51	62.12
Celsiane (Ce)	0.11	0.39	0.24	0.08	0.11	-0.02	0.18	0.16	0.17	0.06	0.31

Points Oxydes							
	134 / 12	134 / 13	134 / 14	134 / 15	134 / 16	134 / 17	134 / 18
SiO ₂	51.5	51.2	52.6	50.00	50.15	50.9	55.1
TiO ₂	0.13	0.07	0.04	0.13	0.03	0.06	0.12
Al ₂ O ₃	30.8	30.7	30.8	31.2	31.5	29.2	28.4
FeO	0.12	0.12	0.59	0.18	0.22	0.31	0.46
MnO	0.03	0.00	0.01	0.04	0.01	0.02	0.00
MgO	0.04	0.07	0.22	0.05	0.06	0.05	0.07
CaO	12.9	12.8	12.1	13.8	13.8	11.9	10.25
Na ₂ O	3.67	3.85	3.84	3.10	3.27	3.68	5.19
K ₂ O	0.41	0.41	0.43	0.32	0.36	0.43	0.73
BaO	0.08	0.06	0.08	0.02	0.08	0.17	0.18
Total	99.62	99.27	100.72	98.77	99.48	96.64	100.49
Formule structurale basée sur 8 oxygènes							
Si	2.347	2.343	2.371	2.304	2.299	2.388	2.482
Al	1.654	1.658	1.635	1.695	1.701	1.614	1.506
Ti	0.004	0.002	0.001	0.004	0.001	0.002	0.004
Fe ²⁺	0.005	0.004	0.022	0.007	0.008	0.012	0.017
Mg	0.003	0.005	0.015	0.003	0.004	0.003	0.005
Mn	0.001	0.000	0.000	0.002	0.000	0.001	0.000
Ca	0.632	0.629	0.583	0.681	0.678	0.598	0.495
Na	0.325	0.342	0.335	0.277	0.291	0.335	0.453
K	0.024	0.024	0.025	0.019	0.021	0.026	0.042
Ba	0.001	0.001	0.001	0.000	0.001	0.003	0.003
Total	4.996	5.008	4.989	4.992	5.005	4.983	5.008
Orthose (Or)	2.44	2.38	2.60	1.93	2.11	2.70	4.22
Albite (Ab)	33.07	34.31	35.51	28.35	29.31	34.79	45.66
Anorthite (An)	64.35	63.21	61.74	69.68	68.43	62.18	49.80
Celsiane (Ce)	0.14	0.11	0.15	0.04	0.15	0.33	0.32

Tableau A 1.14: Analyses par microsonde de plagioclase (en % en poids) de l'échantillon KHS2 et formule structurale calculée.

Points Oxydes	17/1	18/1	19/1	20/1	21/1	22/1
SiO ₂	49.8	50.7	51.00	50.3	51.5	51.00
TiO ₂	0.06	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07
Al ₂ O ₃	30.9	30.6	29.95	30.9	29.7	30.0
FeO	0.23	0.17	0.18	0.23	0.18	0.15
MnO	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	0.09	0.10	0.13	0.11	0.10	0.11
CaO	14.1	13.5	13.2	14.0	12.9	13.1
Na ₂ O	3.28	3.66	3.79	3.43	3.90	3.77
K ₂ O	0.44	0.46	0.49	0.41	0.52	0.51
BaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	99.04	99.24	98.80	99.43	98.86	98.67
Formule structurale basée sur 8 oxygènes						
Si	2.299	2.328	2.350	2.309	2.368	2.351
Al	1.682	1.655	1.628	1.670	1.613	1.633
Ti	0.002	0.003	0.003	0.002	0.002	0.002
Fe ²⁺	0.009	0.006	0.007	0.009	0.007	0.006
Mn	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.006	0.007	0.009	0.008	0.007	0.008
Ca	0.699	0.666	0.653	0.691	0.636	0.646
Na	0.294	0.326	0.339	0.305	0.348	0.337
K	0.026	0.027	0.029	0.024	0.030	0.030
Ba	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Total	5.017	5.019	5.017	5.018	5.012	5.014
Orthose (Or)	2.51	2.66	2.83	2.33	2.99	2.97
Albite (Ab)	28.83	32.00	33.22	29.95	34.31	33.27
Anorthite (An)	68.65	65.34	63.95	67.72	62.70	63.75
Celsiane (Ce)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

Tableau A 1.14: Analyses par microsonde de plagioclase (en % en poids) de l'échantillon KHS2 et formule structurale calculée (suite).

Points Oxydes	Points			
	140/1	141/1	142/1	143/1
SiO ₂	61.7	62.55	64.5	62.1
TiO ₂	0.38	0.35	0.42	0.28
Al ₂ O ₃	21.2	20.3	18.6	20.6
FeO	0.86	0.26	0.34	0.20
MnO	0.00	0.05	0.04	0.00
MgO	0.11	0.02	0.00	0.00
CaO	3.34	1.02	2.36	1.19
Na ₂ O	6.13	4.33	5.03	4.61
K ₂ O	4.27	8.77	8.25	7.80
BaO	0.37	2.49	0.07	3.09
Total	98.36	100.10	99.60	99.84
Formule structurale basée sur 8 oxygènes				
Si	2.826	2.882	2.939	2.869
Al	1.143	1.101	1.001	1.124
Ti	0.013	0.012	0.014	0.010
Fe ²⁺	0.033	0.010	0.013	0.008
Mg	0.008	0.001	-0.001	0.000
Mn	-0.001	0.002	0.002	-0.002
Ca	0.164	0.050	0.115	0.059
Na	0.544	0.387	0.444	0.413
K	0.249	0.516	0.480	0.460
Ba	0.007	0.045	0.001	0.056
Total	4.986	5.006	5.008	4.996
Orthose (Or)	25.87	51.68	46.11	46.57
Albite (Ab)	56.45	38.77	42.69	41.80
Anorthite (An)	16.99	5.04	11.08	5.96
Celsiane (Ce)	0.70	4.51	0.13	5.66

Tableau A 1.15: Analyses par microsonde de feldspath alcalin (en % en poids) de l'échantillon KHS2 et formule structurale calculée.

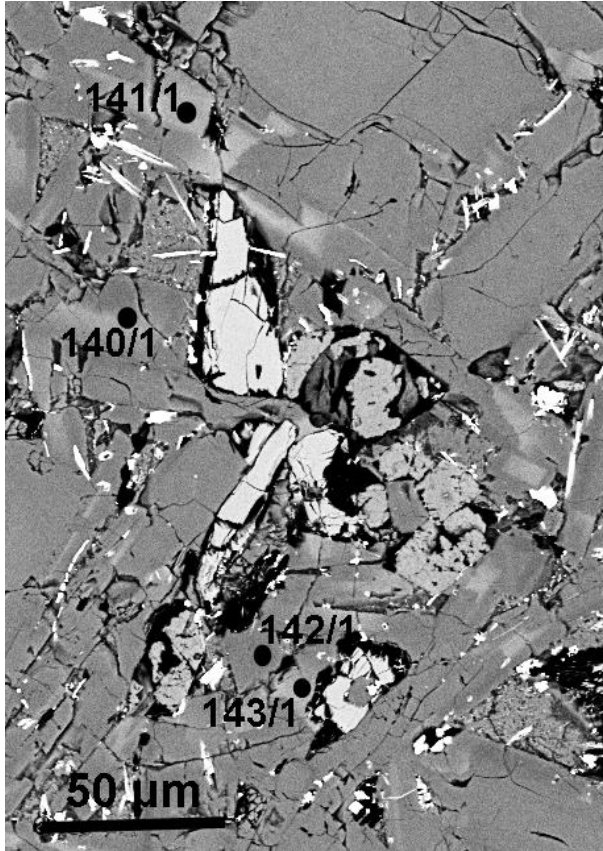


Figure A 1.10: Image BSE d'une zone de l'échantillon KHS2 montrant les points analysés à la microsonde de feldspaths alcalins (points 140/1 à 143/1)

Oxydes	Points			
	138/1	139/1	144/1	145/1
SiO ₂	47.6	48.1	47.3	48.4
TiO ₂	2.92	2.72	2.43	2.46
Al ₂ O ₃	3.97	3.94	3.43	3.90
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	8.37	8.54	8.46	7.98
MnO	0.27	0.24	0.23	0.19
MgO	12.3	13.2	14.0	13.9
CaO	20.2	19.85	19.9	20.25
Na ₂ O	0.42	0.46	0.45	0.41
K ₂ O	0.04	0.06	0.05	0.02
Total	96.06	97.13	96.30	97.54
Si	1.855	1.848	1.827	1.846
Ti	0.086	0.079	0.071	0.071
Al	0.183	0.178	0.156	0.175
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ³⁺	-0.030	0.005	0.085	0.023
Fe ²⁺	0.303	0.269	0.188	0.232
Mn	0.009	0.008	0.007	0.006
Mg	0.717	0.759	0.807	0.789
Ca	0.843	0.817	0.822	0.827
Na	0.032	0.034	0.034	0.031
K	0.002	0.003	0.003	0.001
Total	4.000	4.000	4.000	4.000
WO	45.3	44.3	45.2	44.8
EN	38.5	41.1	44.4	42.7
FS	16.3	14.6	10.4	12.5
100*Mg/(Mg+Fe ²⁺)	70.3	73.8	81.1	77.3

Tableau A 1.16: Analyses par microsonde de clinopyroxène (en % en poids) de l'échantillon KHS2 et formule structurale calculée.

Oxydes	Points	
	146/1	147/1
SiO ₂	1.00	1.47
TiO ₂	12.2	20.9
Al ₂ O ₃	0.23	4.34
FeO	74.9	48.9
MnO	0.44	0.38
MgO	0.20	1.63
CaO	0.15	2.17
Na ₂ O	0.01	0.21
K ₂ O	0.10	0.23
BaO	0.00	0.03
Total	89.26	80.28
Formule structurale basée sur 6 oxygènes		
Si	0.055	0.086
Al	0.014	0.299
Ti	0.497	0.921
Fe ²⁺	0.507	0.710
Fe ³⁺	2.883	1.686
Mn	0.020	0.019
Mg	0.016	0.142
Ca	0.009	0.136
100*Mg/(Mg+Fe ²⁺)	3.04	16.66

Tableau A 1.17: Analyses par microsonde d'ilménite (en % en poids) de l'échantillon KHS2 et formule structurale calculée.

Oxydes	Points		
	135/1	136/1	137/1
SiO ₂	0.24	0.19	0.00
Al ₂ O ₃	0.02	0.012	0.01
FeO	0.15	0.27	0.02
MnO	0.09	0.20	0.09
MgO	0.18	0.25	0.00
BaO	0.03	0.00	0.00
CaO	55.1	56.4	59.0
CO ₂	43.9	45.1	46.15
TOTAL	99.70	102.37	104.98
Si	0.008	0.006	0.000
Al	0.001	0.000	0.000
Fe ²⁺	0.004	0.007	0.001
Mn	0.002	0.006	0.002
Mg	0.009	0.012	-0.007
Sr	0.000	0.000	0.000
Ba	0.000	-0.001	-0.001
Ca	1.967	1.962	2.005

Tableau A 1.18: Analyses par microsonde de calcite (en % en poids) de l'échantillon KHS2 et formule structurale calculée.

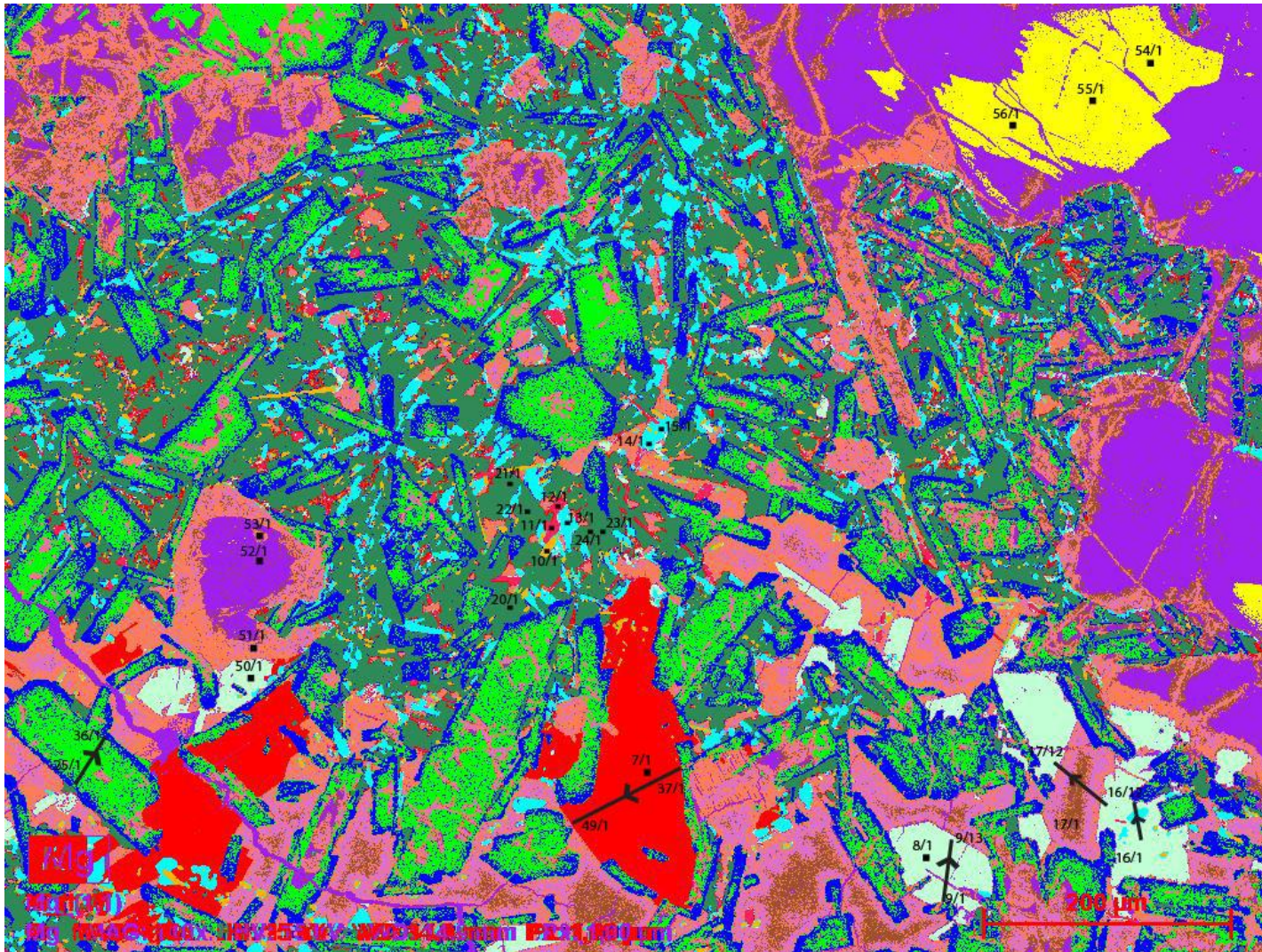


Figure A 1.11: Carte de composition EDS en couleurs RGB de l'échantillon KHS7 montrant les points analysés à la microsonde. La nature des phases minéralogiques est donnée dans le tableau A19 (voir aussi la fig. 4C)

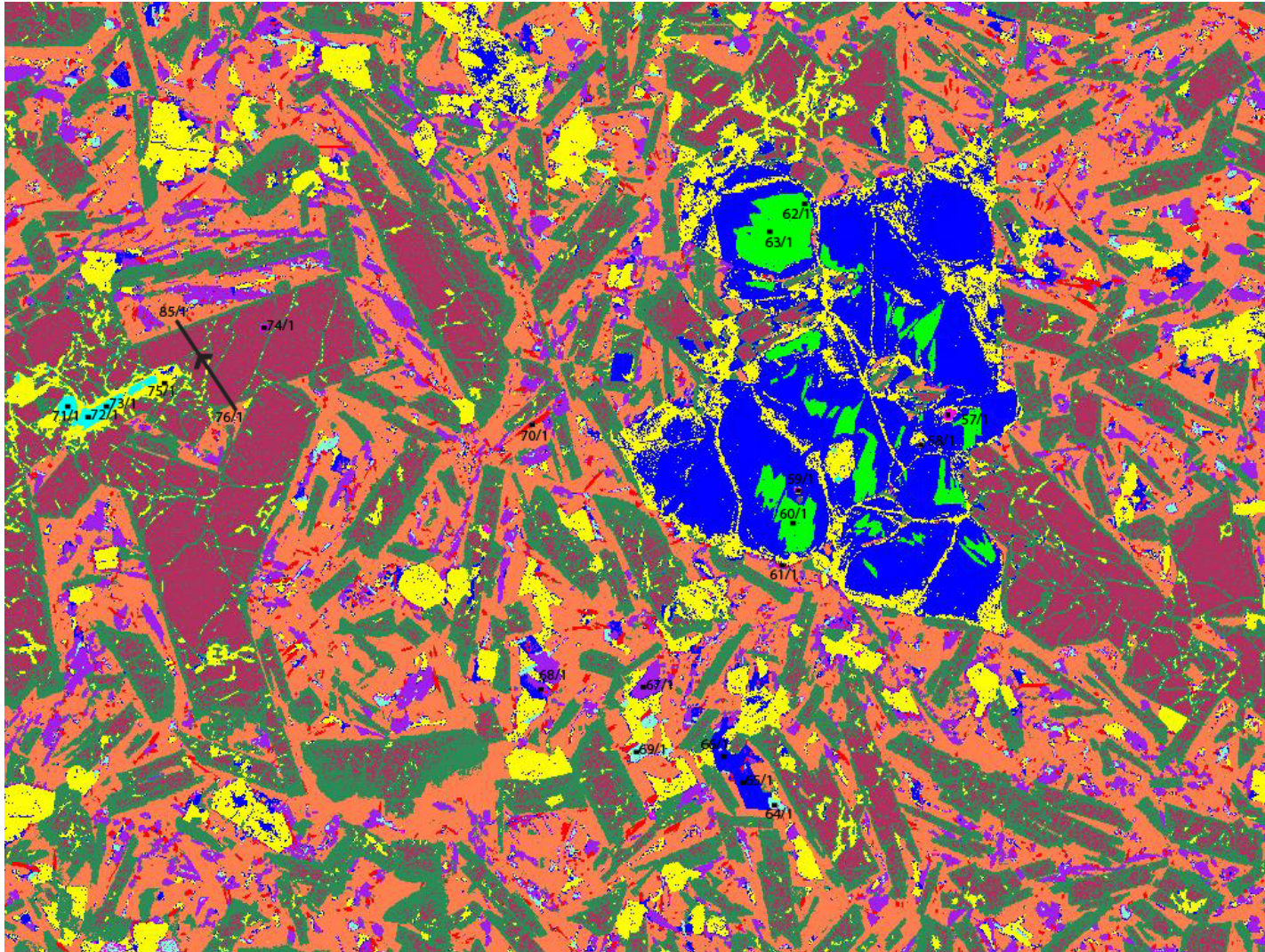


Figure A 1.12: Carte de composition EDS en couleurs RGB de l'échantillon KHS7 montrant les points analysés à la microsonde. La nature des phases minéralogiques est donnée dans le tableau A19 (voir aussi la fig. 4D)

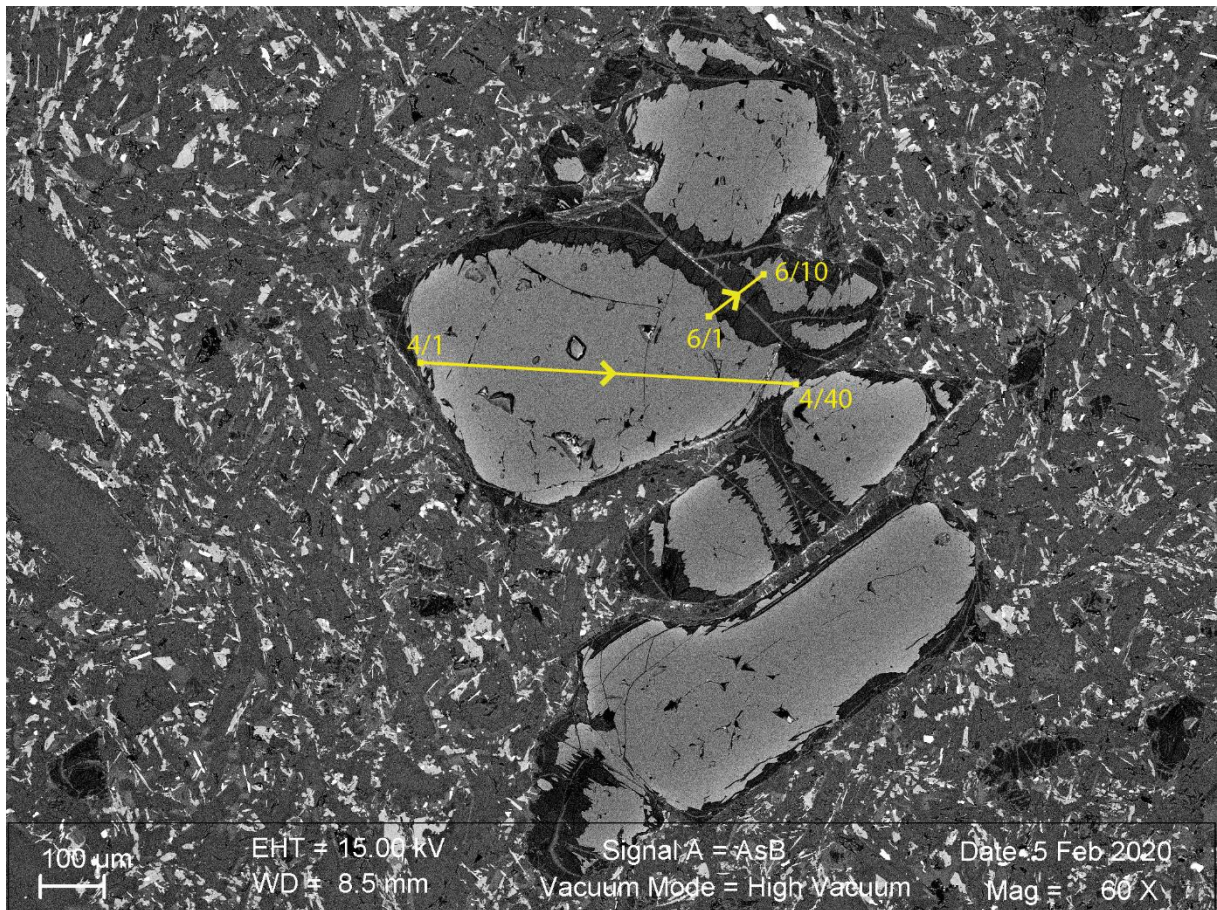


Figure A 1.13: Image BSE montrant un profil bord - bord à travers une olivine zonée (4/1 à 4/40, 40 points) et un profil olivine-minéral d'altération-olivine (6/1 à 6/10, 10 points).

Points	Localisation des images	Commentaires
4/1 à 4/40	Figure A13	Profil bord-cœur-bord d'un phénocristal d'olivine zoné avec un pas de 15 μm (40 points).
6/1 à 6/10	Figure A13	Profil olivine- minéral d'altération-olivine. 10 points avec un pas de 10,585 μm
51/1	Figure A11	Minéral d'altération remplaçant l'olivine
52/1,53/1,54/1, 55/1, 56/1, 60/1, 62/1, 63/1	Figure A11 et A12	Olivine
13/1, 14/1 et 15/1	Figure A11	Clinopyroxène
16/6 à 16/11	Figure A11	Profil d'un clinopyroxène avec un pas de 2 μm
67/1 et 68/1	Figure A12	Clinopyroxène
8/1	Figure A11	Orthopyroxène
9/1 à 9/13	Figure A11	Profil Orthopyroxène avec un pas de 5 μm
16/1 à 16/5 et 16/12	Figure A12	Profil Orthopyroxène avec un pas de 2 μm
17/1, 17/2, 17/10 et 17/11	Figure A12	Profil Orthopyroxène avec un pas de 5 μm
19/1 et 50/1	Figure A12	Orthopyroxène
65/1, 66/1 et 61/1	Figure A12	Orthopyroxène
5/1, 20/1, 21/1, 22/1, 23/1 et 24/1	Figure A12	Sanidine
25/1 à 36/1	Figure A12	Profil plagioclase
76/1 à 85/1	Figure A12	Profil Sanidine-Plagioclase-Sanidine
7/1 37/1 à 49/1	Figure A12	Phlogopite Profil bord-bord d'une phlogopite
10/1 et 70/1	Figure A12	Apatite
11/1, 12/1, 64/1 et 69/1	Figure A12	Ilménite
17/3 à 17/9	Figure A12	Profil Chlorite
51/1	Figure A11	Chlorite
75/1	Figure A12	Chlorite
57/1, 58/1, 59/1 et 74/1	Figure A12	Chromite
71/1, 72/1 et 73/1	Figure A12	Spinelle
86/1	Non montré	Dolomite

Tableau A 1.19: Détails sur les points analysés par la microsonde de l'échantillon KHS7

Points Oxydes										
	4/1	4/2	4/3	4/4	4/5	4/6	4/7	4/8	4/9	4/10
SiO ₂	39.0	39.3	39.0	39.1	39.8	39.6	40.2	39.7	40.0	39.7
TiO ₂	0.00	0.05	0.00	0.02	0.00	0.03	0.04	0.04	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	0.02	0.05	0.03	0.00	0.05	0.03	0.00	0.07	0.02	0.04
FeO	20.85	19.0	19.1	19.3	17.0	16.7	15.0	14.85	15.1	14.8
MnO	0.23	0.26	0.25	0.32	0.24	0.19	0.18	0.20	0.22	0.31
MgO	39.7	40.7	40.9	41.00	42.8	44.1	44.0	44.7	44.7	44.7
CaO	0.23	0.22	0.21	0.19	0.19	0.21	0.20	0.17	0.20	0.23
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.01	0.00
K ₂ O	0.00	0.00	0.01	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01
Total	100.10	99.61	99.53	99.93	100.12	100.84	99.64	99.69	100.22	99.75
Formule structurale basée sur 4 oxygènes										
Si	1.01	1.01	1.00	1.00	1.01	0.99	1.01	1.00	1.00	1.00
Al	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺	0.45	0.41	0.41	0.41	0.36	0.35	0.32	0.31	0.32	0.31
Mg	1.53	1.56	1.57	1.57	1.61	1.65	1.65	1.68	1.67	1.67
Mn	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Ca	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	2.99	2.99	3.00	3.00	2.99	3.00	2.99	3.00	3.00	3.00
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	76.83	78.79	78.78	78.62	81.32	82.09	83.57	83.92	83.66	83.80
Larnite	0.32	0.31	0.29	0.26	0.26	0.28	0.27	0.23	0.26	0.31
Forsterite (Fo)	76.83	78.79	78.78	78.62	81.32	82.09	83.57	83.92	83.66	83.80
Fayalite (Fa)	22.61	20.62	20.65	20.78	18.16	17.43	15.97	15.64	15.84	15.55

Points Oxydes										
	4/11	4/12	4/13	4/14	4/15	4/16	4/17	4/18	4/19	4/20
SiO ₂	39.7	39.9	40.0	39.95	40.3	40.0	39.9	40.05	40.0	41.1
TiO ₂	0.00	0.05	0.05	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00
Al ₂ O ₃	0.04	0.00	0.04	0.05	0.00	0.01	0.04	0.03	0.04	0.04
FeO	14.8	14.7	14.4	14.05	14.5	14.5	14.85	14.2	13.9	14.7
MnO	0.31	0.26	0.19	0.20	0.28	0.22	0.20	0.26	0.28	0.20
MgO	44.7	44.9	44.6	45.1	44.6	45.0	45.1	44.8	44.65	42.3
CaO	0.23	0.21	0.25	0.21	0.22	0.21	0.21	0.21	0.19	0.21
Na ₂ O	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
K ₂ O	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01
Total	99.75	100.01	99.51	99.59	99.92	99.95	100.23	99.57	99.09	98.68
Formule structurale basée sur 4 oxygènes										
Si	1.00	1.01	1.00	1.01	1.00	1.00	1.01	1.01	1.04	1.01
Al	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺	0.31	0.30	0.29	0.30	0.30	0.31	0.30	0.29	0.31	0.31
Mg	1.68	1.67	1.69	1.66	1.68	1.68	1.68	1.68	1.60	1.66
Mn	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00
Ca	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	3.00	2.99	2.99	2.99	3.00	3.00	2.99	2.99	2.96	2.99
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	84.04	84.23	84.71	84.04	84.23	83.98	84.45	84.66	83.23	83.86
Larnite	0.28	0.34	0.28	0.30	0.28	0.29	0.28	0.25	0.30	0.28
Forsterite (Fo)	84.04	84.23	84.71	84.04	84.23	83.98	84.45	84.66	83.23	83.86
Fayalite (Fa)	15.40	15.23	14.80	15.36	15.26	15.53	14.99	14.79	16.25	15.71

Tableau A 1.20: Analyses par microsonde de l'olivine (en % en poids) de l'échantillon KHS7 et formule structurale calculée.

Points Oxydes										
	4/21	4/22	4/23	4/24	4/25	4/26	4/27	4/28	4/29	4/30
SiO ₂	39.75	40.4	40.0	40.15	39.7	40.1	39.7	40.1	40.0	40.0
TiO ₂	0.00	0.02	0.00	0.05	0.01	0.03	0.01	0.01	0.04	0.03
Al ₂ O ₃	0.03	0.06	0.05	0.00	0.03	0.00	0.05	0.05	0.04	0.00
FeO	14.4	15.3	14.3	14.6	15.1	14.7	14.6	14.7	14.9	14.55
MnO	0.18	0.26	0.25	0.22	0.25	0.21	0.21	0.27	0.23	0.27
MgO	44.7	45.0	44.6	44.8	44.8	45.1	44.9	44.8	44.9	44.9
CaO	0.20	0.20	0.17	0.20	0.19	0.21	0.19	0.17	0.21	0.19
Na ₂ O	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.02	0.00	0.00	0.01
Total	99.29	101.19	99.32	99.96	100.13	100.33	99.68	100.10	100.36	99.99
Formule structurale basée sur 4 oxygènes										
Si	1.00	1.00	1.01	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
Al	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺	0.30	0.32	0.30	0.30	0.32	0.31	0.31	0.31	0.31	0.30
Mg	1.68	1.66	1.67	1.67	1.68	1.68	1.68	1.67	1.67	1.68
Mn	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01
Ca	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	3.00	3.00	2.99	2.99	3.00	3.00	3.00	2.99	3.00	3.00
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	84.27	83.52	84.34	84.14	83.71	84.15	84.15	84.00	83.83	84.15
Larnite	0.27	0.27	0.24	0.27	0.25	0.28	0.26	0.23	0.28	0.26
Forsterite (Fo)	84.27	83.52	84.34	84.14	83.71	84.15	84.15	84.00	83.83	84.15
Fayalite (Fa)	15.27	15.93	15.15	15.36	15.77	15.34	15.37	15.48	15.65	15.30

Points Oxydes										
	4/31	4/32	4/33	4/34	4/35	4/36	4/37	4/38	4/39	4/40
SiO ₂	39.9	39.9	40.2	39.9	40.1	39.7	39.6	39.9	41.25	39.3
TiO ₂	0.05	0.03	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.08
Al ₂ O ₃	0.05	0.01	0.06	0.06	0.00	0.05	0.03	0.04	0.26	0.04
FeO	14.65	14.2	14.5	14.5	15.6	15.2	15.9	17.0	17.4	19.4
MnO	0.24	0.13	0.20	0.28	0.28	0.16	0.27	0.26	0.28	0.35
MgO	44.7	44.6	44.75	44.6	44.8	45.95	43.7	42.85	42.9	40.2
CaO	0.17	0.19	0.20	0.19	0.21	0.20	0.21	0.18	0.24	0.23
Na ₂ O	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.03	0.00
K ₂ O	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.07	0.01
Total	99.79	99.01	99.95	99.59	101.07	101.27	99.76	100.26	102.47	99.64
Formule structurale basée sur 4 oxygènes										
Si	1.00	1.01	1.01	1.00	1.00	0.99	1.00	1.01	1.02	1.01
Al	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺	0.31	0.30	0.30	0.30	0.33	0.31	0.34	0.36	0.36	0.42
Mg	1.67	1.68	1.67	1.67	1.66	1.70	1.65	1.61	1.58	1.54
Mn	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01
Ca	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	3.00	2.99	2.99	3.00	3.00	3.01	3.00	2.99	2.98	2.99
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	84.50	84.19	84.11	83.14	84.01	82.53	81.34	80.97	78.09	83.02
Larnite	0.25	0.27	0.26	0.28	0.26	0.29	0.25	0.33	0.32	0.28
Forsterite (Fo)	84.50	84.19	84.11	83.14	84.01	82.53	81.34	80.97	78.09	83.02
Fayalite (Fa)	15.11	15.33	15.33	16.28	15.56	16.88	18.13	18.40	21.20	16.45

Tableau A 1.20: Analyses par microsonde de l'olivine (en % en poids) de l'échantillon KHS7 et formule structurale calculée (suite).

Points Oxydes								
	52/1*	53/1**	54/1**	55/1	56/1	60/1	62/1	63/1
SiO ₂	48.8	39.3	39.9	40.0	40.0	39.0	38.5	38.8
TiO ₂	0.07	0.02	0.02	0.00	0.02	0.09	0.03	0.00
Al ₂ O ₃	3.55	0.04	0.02	0.05	0.01	0.03	0.06	0.03
FeO	9.82	20.9	14.2	13.8	14.8	18.4	22.1	18.7
MnO	0.27	0.30	0.25	0.33	0.18	0.33	0.37	0.39
MgO	19.4	39.3	44.3	44.9	44.6	41.8	38.35	41.3
CaO	0.80	0.23	0.23	0.20	0.20	0.20	0.24	0.22
Na ₂ O	0.09	0.02	0.01	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00
K ₂ O	0.37	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Total	83.22	100.14	99.11	99.41	99.86	99.88	99.66	99.44
Formule structurale basée sur 4 oxygènes								
Si	1.37	1.01	1.01	1.01	1.00	1.00	1.00	1.00
Al	0.12	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺	0.23	0.45	0.30	0.29	0.31	0.39	0.48	0.40
Mg	0.81	1.51	1.67	1.68	1.67	1.59	1.49	1.58
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01
Ca	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	2.58	2.99	2.99	2.99	2.99	3.00	2.99	3.00
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	75.65	76.48	84.24	84.73	83.92	79.72	75.02	79.16
Larnite	2.24	0.32	0.31	0.27	0.27	0.27	0.34	0.31
Forsterite (Fo)	75.65	76.48	84.24	84.73	83.92	79.72	75.02	79.16
Fayalite (Fa)	21.51	22.87	15.18	14.65	15.61	19.65	24.23	20.10

Tableau A 1.20: Analyses par microsonde de l'olivine (en % en poids) de l'échantillon KHS7 et formule structurale calculée (suite). *olivine altérée. **olivine imparfait

Points Oxydes										
	6/1*	6/2	6/3	6/4	6/5	6/6	6/7	6/8	6/9	6/10*
SiO ₂	40.0	50.4	50.00	51.2	50.6	46.15	51.1	49.9	50.2	40.9
TiO ₂	0.03	0.04	0.06	0.00	0.04	0.04	0.01	0.03	0.03	0.00
Al ₂ O ₃	0.00	2.10	3.12	3.20	3.33	5.37	3.24	3.13	2.93	0.00
FeO	14.3	12.2	10.9	10.35	10.1	14.2	9.91	10.3	12.9	14.4
MnO	0.27	0.31	0.20	0.20	0.19	0.16	0.19	0.11	0.32	0.33
MgO	44.9	18.2	20.3	20.8	21.2	20.4	21.1	20.3	18.75	44.6
CaO	0.21	1.49	1.25	1.10	1.22	1.11	1.23	1.30	1.47	0.19
Na ₂ O	0.01	0.09	0.09	0.14	0.08	0.11	0.07	0.09	0.07	0.00
K ₂ O	0.00	0.55	0.36	0.47	0.41	0.55	0.33	0.38	0.38	0.00
Total	99.81	85.37	86.30	87.38	87.16	88.10	87.21	85.53	87.05	100.44
Formule structurale basée sur 4 oxygènes										
Si	1.00	1.40	1.36	1.37	1.36	1.26	1.37	1.37	1.37	1.02
Al	0.00	0.07	0.10	0.10	0.11	0.17	0.10	0.10	0.09	0.00
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺	0.30	0.28	0.25	0.23	0.23	0.33	0.22	0.24	0.29	0.30
Mg	1.68	0.75	0.83	0.83	0.85	0.83	0.84	0.83	0.76	1.65
Mn	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01
Ca	0.01	0.04	0.04	0.03	0.04	0.03	0.04	0.04	0.04	0.01
Na	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.00
Total	2.99	2.58	2.59	2.59	2.60	2.66	2.59	2.59	2.59	2.98
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	84.33	69.33	74.02	75.56	76.11	69.74	76.36	74.91	68.85	84.14
Larnite	0.28	4.07	3.27	2.89	3.14	2.73	3.18	3.45	3.88	0.26
Forsterite (Fo)	84.33	69.33	74.02	75.56	76.11	69.74	76.36	74.91	68.85	84.14
Fayalite (Fa)	15.09	25.95	22.29	21.13	20.36	27.22	20.07	21.40	26.60	15.24

Table A 1.21: Analyses par microsonde d'un profil olivine-minéral d'altération-olivine (en % en poids) de l'échantillon KHS7 et formule structurale calculée. *olivine pure.

Points Oxydes													
	9/1	9/2	9/3	9/4	9/5*	9/6*	9/7	9/8	9/9	9/10**	9/11	9/12	9/13
SiO ₂	53.1	52.9	52.8	52.75	55.4	50.9	52.4	52.3	52.2	52.00	52.6	52.3	52.1
TiO ₂	0.20	0.18	0.29	0.11	0.23	0.19	0.28	0.29	0.18	0.21	0.23	0.25	0.22
Al ₂ O ₃	2.15	0.51	0.68	0.68	3.86	2.34	0.46	0.49	0.49	0.42	0.50	0.42	0.55
FeOt	22.9	24.00	24.35	24.2	21.5	21.5	24.0	24.4	24.3	25.0	24.5	24.0	24.2
MnO	0.66	0.52	0.61	0.55	0.57	0.58	0.64	0.87	0.55	0.70	0.58	0.72	0.65
MgO	18.8	19.5	19.6	19.85	17.8	18.00	19.2	19.15	19.3	19.6	19.2	19.9	19.9
CaO	1.66	1.88	1.94	1.59	1.87	1.50	1.98	1.87	1.85	1.83	1.84	1.79	1.73
Na ₂ O	0.11	0.04	0.02	0.02	1.22	0.08	0.04	0.03	0.03	0.03	0.04	0.02	0.02
K ₂ O	0.13	0.01	0.01	0.01	0.57	0.31	0.00	0.00	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01
Total	99.76	99.53	100.27	99.77	103.06	95.36	99.08	99.33	98.92	99.76	99.46	99.40	99.40
Formule structurale basée sur 6 oxygènes													
Si	1.99	2.00	1.99	1.99	1.99	1.99	1.99	1.99	1.99	1.98	2.00	1.99	1.98
Ti	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Al	0.09	0.02	0.03	0.03	0.16	0.11	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
Fe ²⁺	0.72	0.76	0.77	0.76	0.65	0.71	0.76	0.78	0.77	0.79	0.78	0.76	0.77
Mn	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
Mg	1.05	1.10	1.10	1.12	0.96	1.05	1.09	1.09	1.10	1.11	1.08	1.12	1.13
Ca	0.07	0.08	0.08	0.06	0.07	0.06	0.08	0.08	0.08	0.07	0.07	0.07	0.07
Na	0.01	0.00	0.00	0.00	0.09	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.01	0.00	0.00	0.00	0.03	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	3.96	3.98	3.99	3.99	3.97	3.96	3.99	3.99	3.99	4.01	3.99	4.00	4.00
WO	3.59	3.92	3.98	3.28	4.26	3.42	4.13	3.88	3.84	3.71	3.82	3.67	3.55
EN	56.70	56.30	56.00	56.90	56.51	57.11	55.76	55.25	55.89	55.47	55.43	56.72	56.79
FS	39.71	39.78	40.02	39.83	39.23	39.47	40.12	40.86	40.27	40.81	40.75	39.61	39.66
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	58.81	58.60	58.32	58.82	59.02	59.13	58.16	57.48	58.12	57.61	57.63	58.88	58.88

Tableau A 1.22: Analyses par microsonde d'un orthopyroxène (en % en poids) de l'échantillon KHS7 et formule structurale calculée. *mauvais opx. **opx imparfait

Points Oxydes													
	8/1	16/1	16/2	16/3	16/4	16/5	16/12	17/1	17/11	19/1	50/1	65/1	66/1
SiO ₂	52,4	51,8	51,6	51,3	52,00	52,3	51,4	52,6	52,4	51,9	52,3	51,8	51,5
TiO ₂	0,16	0,32	0,31	0,29	0,28	0,20	0,20	0,14	0,21	0,31	0,21	0,15	0,14
Al ₂ O ₃	0,50	0,70	0,69	0,88	0,66	0,82	0,83	0,77	0,43	0,64	0,70	0,47	0,67
FeOt	24,6	24,00	23,85	23,8	23,7	23,5	23,2	23,00	24,3	24,3	24,3	25,1	25,1
MnO	0,64	0,73	0,51	0,47	0,63	0,65	0,65	0,57	0,71	0,54	0,62	0,85	0,72
MgO	19,35	19,7	20,0	19,5	20,0	19,9	20,0	21,3	19,5	19,7	20,3	19,00	18,9
CaO	1,81	1,61	1,50	1,52	1,60	2,56	1,88	1,15	1,86	1,57	1,51	1,80	1,64
Na ₂ O	0,02	0,01	0,03	0,03	0,04	0,06	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04
K ₂ O	0,01	0,00	0,02	0,01	0,01	0,02	0,03	0,00	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02
Total	99,62	98,98	98,51	97,84	98,95	99,94	98,33	99,47	99,46	99,05	100,01	99,22	98,81
Formule structurale basée sur 6 oxygènes													
Si	1,88	1,88	1,99	1,98	1,97	1,98	1,98	1,97	1,97	1,98	1,99	1,98	1,97
Ti	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01
Al	0,17	0,17	0,02	0,03	0,03	0,04	0,03	0,04	0,04	0,03	0,02	0,03	0,03
Fe ²⁺	0,18	0,18	0,78	0,76	0,76	0,77	0,76	0,74	0,74	0,72	0,77	0,77	0,77
Mn	0,00	0,00	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Mg	0,98	0,98	1,10	1,12	1,14	1,12	1,14	1,12	1,14	1,19	1,10	1,12	1,14
Ca	0,75	0,75	0,07	0,07	0,06	0,06	0,07	0,10	0,08	0,05	0,08	0,06	0,06
Na	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	4,00	4,02	3,99	4,00	4,00	3,99	4,00	4,00	4,00	4,00	3,99	4,00	4,01
WO	3,74	3,32	3,10	3,19	3,30	5,22	3,89	2,35	3,84	3,24	3,08	3,71	3,40
EN	55,58	56,80	57,53	56,92	57,48	56,39	57,52	60,34	55,93	56,65	57,37	54,52	54,71
FS	40,68	39,87	39,37	39,89	39,23	38,39	38,60	37,31	40,23	40,11	39,55	41,76	41,89
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	57,74	58,75	59,37	58,80	59,44	59,49	59,84	61,79	58,16	58,54	59,19	56,63	56,64

Tableau A 1.22: Analyses par microsonde d'un orthopyroxène (en % en poids) de l'échantillon KHS7 et formule structurale calculée (suite).

Points Oxydes												
	13/1	14/1	15/1	16/6	16/7	16/8	16/9	16/10	16/11	67/1	68/1	61/1
SiO ₂	51.3	52.4	52.0	51.1	52.5	51.55	51.7	51.95	50.9	51.9	49.8	51.9
TiO ₂	0.79	0.47	0.62	0.25	0.31	0.50	0.46	0.38	0.10	0.19	0.34	0.89
Al ₂ O ₃	0.57	1.08	0.78	1.35	2.29	1.03	0.88	0.90	1.72	0.49	1.30	5.53
FeOt	18.3	11.1	12.65	14.7	12.3	12.6	13.1	13.1	18.9	13.7	16.6	8.16
MnO	0.59	0.41	0.37	0.42	0.27	0.46	0.44	0.42	0.44	0.38	0.55	0.19
MgO	11.7	14.0	13.35	15.1	13.0	13.9	13.9	14.25	17.3	13.2	12.5	12.0
CaO	15.4	18.85	18.6	14.7	17.2	18.5	18.2	18.2	8.08	18.4	14.8	16.3
Na ₂ O	0.29	0.36	0.35	0.26	0.64	0.36	0.33	0.31	0.10	0.27	0.34	1.17
K ₂ O	0.06	0.03	0.04	0.07	0.37	0.01	0.00	0.01	0.10	0.03	0.06	1.53
Total	99.07	98.84	98.93	98.02	98.88	99.23	99.28	99.69	97.60	98.70	96.34	97.69
Formule structurale basée sur 6 oxygènes												
Si	1.99	1.98	1.98	1.96	1.99	1.95	1.96	1.96	1.96	1.99	1.97	1.97
Ti	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.03
Al	0.03	0.05	0.03	0.06	0.10	0.05	0.04	0.04	0.08	0.02	0.06	0.25
Fe ³⁺	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.04	0.03	0.04	0.01	0.01	0.01	0.00
Fe ²⁺	0.59	0.35	0.40	0.44	0.39	0.36	0.39	0.38	0.60	0.43	0.54	0.26
Mn	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01
Mg	0.68	0.79	0.76	0.86	0.73	0.79	0.79	0.80	0.99	0.76	0.74	0.68
Ca	0.64	0.77	0.76	0.60	0.70	0.75	0.74	0.73	0.33	0.75	0.63	0.66
Na	0.02	0.03	0.03	0.02	0.05	0.03	0.02	0.02	0.01	0.02	0.03	0.09
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.07
Total	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
WO	33.19	39.81	39.33	31.43	38.16	39.32	38.34	38.13	17.22	38.68	32.57	41.23
EN	30.78	18.34	20.84	22.87	21.29	18.90	20.04	19.55	30.87	21.96	28.12	16.12
FS	36.03	41.85	39.83	45.69	40.55	41.77	41.62	42.32	51.92	39.35	39.31	42.65
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	52.44	68.40	64.63	65.62	64.81	67.57	66.30	67.28	61.81	63.16	56.88	71.93

Tableau A 1.23: Analyses par microsonde d'un clinopyroxène (en % en poids) de l'échantillon KHS7 et formule structurale calculée.

Points Oxydes	20/1*	21/1	22/1	23/1	24/1
SiO ₂	64.0	65.7	64.8	63.3	65.5
TiO ₂	0.06	0.07	0.40	0.36	0.20
Al ₂ O ₃	17.5	18.45	18.9	19.7	19.3
FeOt	1.96	0.29	0.36	0.45	0.42
Fe ₂ O ₃ t	2,18	0,33	0,39	0,50	0,47
MnO	0.13	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	1.41	0.09	0.00	0.02	0.09
CaO	0.19	0.12	0.54	1.00	0.80
Na ₂ O	3.21	3.69	4.55	4.87	5.24
K ₂ O	10.44	10.92	9.90	8.38	8.45
BaO	0.16	0.03	0.09	1.62	0.06
Total	99.37	99.38	99.56	99.76	100.13
Formule structurale basée sur 8 oxygènes					
Si	2.946	2.998	2.956	2.905	2.953
Al	0.950	0.992	1.016	1.063	1.025
Ti	0.002	0.002	0.014	0.013	0.007
Fe ³⁺	0.076	0.011	0.014	0.017	0.016
Mg	0.097	0.006	0.000	0.001	0.006
Mn	0.005	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	0.009	0.006	0.026	0.049	0.039
Na	0.286	0.327	0.403	0.433	0.458
K	0.613	0.636	0.576	0.490	0.486
Ba	0.003	0.000	0.002	0.029	0.001
Total	4.988	4.979	5.005	5.003	4.991
Orthose (Or)	67.26	65.61	57.22	48.94	49.37
Albite (Ab)	31.41	33.72	40.00	43.24	46.58
Anorthite (An)	1.01	0.63	2.62	4.92	3.94
Celsiane (Ce)	0.32	0.05	0.16	2.90	0.11

Tableau A 1.24: Analyses par microsonde de feldspath alcalin (en % en poids) de l'échantillon KHS7 et formule structurale calculée. *mauvaises analyses

Points Oxydes												
	25/1*	26 /1	27/1	28/1	29/1	30/1	31/1	32/1	33/1	34 /1	35/1*	36/1**
SiO ₂	63.7	55.2	54.2	52.5	50.5	51.5	51.5	51.25	53.2	52.6	57.00	54.5
TiO ₂	0.35	0.11	0.07	0.10	0.10	0.15	0.04	0.14	0.10	0.09	0.04	0.22
Al ₂ O ₃	19.1	28.4	28.65	29.6	31.1	30.4	30.5	30.7	29.05	29.4	26.3	21.6
FeOt	1.68	0.61	0.42	0.49	0.38	0.33	0.40	0.34	0.45	0.29	0.51	4.56
Fe ₂ O _{3t}	1.86	0.68	0.47	0.55	0.42	0.36	0.44	0.38	0.50	0.33	0.57	5.07
MnO	0.00	0.00	0.03	0.04	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00
MgO	1.70	0.12	0.09	0.20	0.08	0.07	0.18	0.10	0.13	0.11	0.10	4.41
CaO	2.55	11.0	10.9	12.2	13.8	13.3	13.3	13.1	11.6	12.1	8.63	5.33
Na ₂ O	2.38	5.04	4.88	4.07	3.30	3.56	3.52	3.61	4.45	4.27	6.27	5.57
K ₂ O	6.21	0.50	0.66	0.47	0.36	0.41	0.39	0.46	0.53	0.40	0.68	0.63
BaO	0.38	0.19	0.22	0.21	0.02	0.05	0.06	0.08	0.18	0.10	0.36	0.25
Total	98.22	100.90	100.29	99.95	99.69	99.78	99.95	99.91	99.70	99.46	99.94	97.57
Formule structurale basée sur 8 oxygènes												
Si	2.903	2.475	2.451	2.390	2.308	2.348	2.345	2.336	2.420	2.400	2.572	2.542
Al	1.027	1.502	1.527	1.585	1.677	1.633	1.637	1.648	1.559	1.582	1.398	1.190
Ti	0.012	0.004	0.002	0.003	0.003	0.005	0.002	0.005	0.003	0.003	0.002	0.008
Fe ³⁺	0.064	0.023	0.016	0.019	0.015	0.012	0.015	0.013	0.017	0.011	0.019	0.178
Mg	0.116	0.008	0.006	0.014	0.006	0.004	0.012	0.007	0.009	0.007	0.007	0.307
Mn	0.000	0.000	0.001	0.002	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	0.125	0.509	0.529	0.595	0.677	0.650	0.647	0.641	0.565	0.592	0.417	0.267
Na	0.210	0.438	0.427	0.359	0.293	0.315	0.311	0.319	0.393	0.378	0.549	0.504
K	0.361	0.029	0.038	0.027	0.021	0.024	0.023	0.027	0.031	0.023	0.039	0.037
Ba	0.007	0.003	0.004	0.004	0.000	0.001	0.001	0.001	0.003	0.002	0.006	0.005
Total	4.825	4.992	5.006	4.998	5.000	4.993	4.994	5.000	5.000	5.000	5.011	5.037
Orthose (Or)	51.40	2.94	3.79	2.75	2.14	2.43	2.33	2.69	3.12	2.33	3.87	4.58
Albite (Ab)	29.92	44.74	42.82	36.46	29.52	31.81	31.68	32.25	39.58	37.98	54.25	62.05
Anorthite (An)	17.73	51.97	53.00	60.42	68.31	65.67	65.90	64.92	56.97	59.51	41.25	32.81
Celsiane (Ce)	0.95	0.34	0.39	0.38	0.03	0.08	0.10	0.14	0.32	0.19	0.64	0.57

Points Oxydes										
	76/1*	77/1**	78/1	79/1	80/1	81/1	82/1*	83/1	84/1	85/1**
SiO ₂	65.65	50.6	51.8	51.3	51.3	51.8	51.4	51.15	50.8	61.7
TiO ₂	0.10	0.01	0.15	0.11	0.05	0.03	0.00	0.05	0.10	0.22
Al ₂ O ₃	18.5	29.00	30.7	30.8	30.6	30.9	30.2	31.0	31.15	17.3
FeOt	0.64	1.43	0.22	0.19	0.31	0.18	0.28	0.18	0.27	2.26
Fe ₂ O _{3t}	0.72	1.59	0.24	0.22	0.34	0.20	0.32	0.20	0.30	2.51
MnO	0.02	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.05	0.06	0.07
MgO	0.42	1.63	0.07	0.08	0.12	0.10	0.37	0.09	0.11	3.14
CaO	0.39	12.6	13.4	13.4	13.5	12.9	13.1	13.5	13.6	0.29
Na ₂ O	4.07	3.33	3.61	3.53	3.54	3.75	3.61	3.40	3.45	3.31
K ₂ O	10.2	0.33	0.44	0.42	0.41	0.42	0.43	0.42	0.28	8.81
BaO	0.10	0.07	0.07	0.08	0.12	0.11	0.05	0.12	0.04	0.02
Total	100.15	99.17	100.51	99.92	100.02	100.17	99.71	100.00	99.91	97.40
Formule structurale basée sur 8 oxygènes										
Si	2.976	2.331	2.346	2.335	2.338	2.348	2.347	2.329	2.315	2.885
Al	0.987	1.573	1.639	1.653	1.644	1.652	1.625	1.665	1.673	0.951
Ti	0.003	0.000	0.005	0.004	0.002	0.001	0.000	0.002	0.003	0.008
Fe ³⁺	0.024	0.055	0.008	0.007	0.012	0.007	0.011	0.007	0.010	0.088
Mg	0.028	0.112	0.005	0.005	0.008	0.007	0.025	0.006	0.007	0.219
Mn	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.002	0.003
Ca	0.019	0.623	0.650	0.656	0.657	0.627	0.640	0.659	0.666	0.015
Na	0.358	0.298	0.317	0.312	0.313	0.330	0.320	0.300	0.305	0.300
K	0.589	0.020	0.026	0.025	0.024	0.024	0.025	0.024	0.016	0.526
Ba	0.002	0.001	0.001	0.001	0.002	0.002	0.001	0.002	0.001	0.000
Total	4.989	5.013	4.996	4.999	5.001	4.998	5.003	4.995	5.000	4.999
Orthose (Or)	60.87	2.09	2.57	2.48	2.42	2.48	2.56	2.45	1.66	62.50
Albite (Ab)	36.98	31.60	31.87	31.40	31.40	33.52	32.44	30.46	30.88	35.71
Anorthite (An)	1.96	66.18	65.44	65.98	65.97	63.80	64.92	66.87	67.40	1.75
Celsiane (Ce)	0.19	0.13	0.13	0.14	0.21	0.20	0.08	0.22	0.07	0.05

Tableau A 1.25: Analyses par microsonde de plagioclase (en % en poids) de l'échantillon KHS7 et formule structurale calculée. *Analyses pauvres. **Mauvaises analyses (mélange entre sanidine et plagioclase)

Points Oxydes	7/1	37/1	38/1	39/1	40/1	41/1	42/1*	43/1	44/1	45/1	46/1	47/1	48/1	49/1
SiO ₂	41.55	41.2	41.5	41.2	41.6	41.35	41.5	41.3	41.00	40.2	40.6	40.1	39.8	40.75
TiO ₂	4.12	4.09	3.68	4.10	3.97	3.71	3.13	4.23	3.30	3.76	4.24	4.70	4.25	3.88
Al ₂ O ₃	10.9	11.2	11.0	10.9	11.0	11.0	10.4	10.75	10.9	10.9	11.1	11.4	11.2	11.1
FeO	7.69	8.48	7.63	7.64	7.91	7.65	8.95	7.61	8.14	8.71	8.16	8.09	8.52	7.71
MnO	0.08	0.02	0.00	0.07	0.05	0.00	0.07	0.06	0.06	0.03	0.01	0.02	0.09	0.04
MgO	20.35	19.7	20.2	19.9	19.8	20.1	19.5	20.0	20.0	20.05	19.7	19.2	19.0	19.65
CaO	0.04	0.04	0.01	0.02	0.02	0.05	0.13	0.03	0.07	0.07	0.00	0.01	0.03	0.04
Na ₂ O	0.80	0.75	0.77	0.77	0.76	0.71	0.67	0.84	0.75	0.71	0.74	0.68	0.72	0.64
K ₂ O	9.09	8.74	8.92	8.89	9.02	8.36	7.71	8.94	8.51	8.14	8.90	8.84	8.93	8.92
BaO	0.26	0.28	0.25	0.27	0.23	0.18	0.18	0.26	0.20	0.20	0.37	0.57	0.73	0.66
F	3.22	0.00	2.80	3.63	0.46	0.00	0.00	3.03	0.00	1.10	0.00	1.48	0.24	0.00
Cl	0.15	0.12	0.12	0.15	0.16	0.10	0.11	0.20	0.10	0.11	0.18	0.00	0.29	0.12
Total	99.44	98.65	98.57	98.23	98.67	97.20	96.37	98.56	97.11	96.99	98.00	98.07	97.42	97.56
Formule structurale basée sur 22 oxygènes														
Si	6.01	5.99	6.04	6.02	6.04	6.06	6.15	6.03	6.04	5.95	5.96	5.89	5.91	6.00
Al ^{VI}	1.86	1.92	1.89	1.87	1.89	1.90	1.82	1.85	1.90	1.90	1.92	1.97	1.96	1.93
Ti	0.45	0.45	0.40	0.45	0.43	0.41	0.35	0.46	0.37	0.42	0.47	0.52	0.48	0.43
Fe ²⁺	0.93	1.03	0.93	0.93	0.96	0.94	1.11	0.93	1.00	1.08	1.00	1.00	1.06	0.95
Mn	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Mg	4.39	4.27	4.38	4.34	4.29	4.38	4.30	4.34	4.39	4.43	4.31	4.21	4.22	4.31
Ba	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.03	0.04	0.04
Ca	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01
Na	0.22	0.21	0.22	0.22	0.21	0.20	0.19	0.24	0.22	0.21	0.21	0.19	0.21	0.18
K	1.68	1.62	1.66	1.66	1.67	1.56	1.46	1.66	1.60	1.54	1.67	1.66	1.69	1.68
F	1.47	0.00	1.29	1.68	0.21	0.00	0.00	1.39	0.00	0.52	0.00	0.69	0.11	0.00
Cl	0.07	0.06	0.06	0.07	0.07	0.05	0.05	0.09	0.04	0.05	0.08	0.00	0.14	0.06
OH	2.46	3.94	2.65	2.25	3.72	3.95	3.95	2.51	3.96	3.43	3.92	3.31	3.75	3.94
100*Mg/(Mg+Fe ²⁺)	82.36	80.53	82.51	82.14	81.62	82.38	79.39	82.27	81.28	80.34	81.13	80.84	79.75	81.89

Tableau A 1.26: Analyses par microsonde de phlogopite (en % en poids) de l'échantillon KHS7 et formule structurale calculée. *mauvaises analyses

Points Oxydes	71/1*	72/1	73/1	57/1	58/1	59/1
SiO ₂	2.37	0.94	0.26	0.17	0.31	0.15
TiO ₂	0.18	0.25	0.30	1.90	2.08	2.16
Al ₂ O ₃	63.6	64.3	64.1	23.9	27.3	24.25
FeO	12.2	13.25	13.6	25.4	27.0	26.5
MnO	0.10	0.19	0.12	0.00	0.00	0.00
MgO	19.1	19.5	19.8	9.24	9.03	9.20
CaO	0.90	0.40	0.18	0.04	0.08	0.01
Na ₂ O	0.08	0.02	0.01	0.00	0.01	0.00
K ₂ O	0.01	0.01	0.00	0.02	0.00	0.01
Cr ₂ O ₃	0.01	0.00	0.22	35.22	29.60	32.40
Total	98.53	98.96	98.80	96.27	95.79	95.15
Formule structurale basée sur 32 oxygènes						
Si	0.061	0.024	0.007	0.005	0.010	0.005
Al	1.915	1.932	1.931	0.913	1.032	0.933
Ti	0.003	0.005	0.006	0.046	0.050	0.053
Fe ²⁺	0.260	0.270	0.251	0.603	0.625	0.609
Fe ³⁺	0.000	0.012	0.040	0.084	0.098	0.115
Mn	0.002	0.004	0.002	0.000	0.000	0.000
Mg	0.729	0.740	0.753	0.446	0.432	0.448
Ca	0.025	0.011	0.005	0.001	0.003	0.000
Cr	0.000	0.000	0.004	0.901	0.750	0.837
Zn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
100*Mg/(Mg+Fe ²⁺)	71.76	72.19	74.42	42.46	40.75	42.36
100*Fe ²⁺ /(Mg+Fe ²⁺)	26.28	26.74	25.02	57.49	59.14	57.62
100*Cr/(Cr+Al)	0.01	0.00	0.23	49.68	42.09	47.26

Tableau A 1.27: Analyses par microsonde de spinelles (chromites, Al-spinelle) (en % en poids) de l'échantillon KHS7 et formule structurale calculée. *mauvaises analyses (pour un spinelle, l'idéal serait SiO₂ ~ 0 wt.%)

Points Oxydes	17/7	17/8	17/9	51/1	75/1
SiO ₂	42.00	39.4	38.5	36.8	37.1
TiO ₂	0.00	0.10	0.11	0.11	0.00
Al ₂ O ₃	8.48	10.5	10.1	10.5	10.9
FeO	13.1	14.9	16.4	15.7	17.1
MnO	0.15	0.17	0.17	0.12	0.20
MgO	20.7	21.2	20.3	21.4	19.5
CaO	0.55	0.48	0.59	0.40	0.64
Na ₂ O	0.14	0.09	0.08	0.06	0.07
K ₂ O	0.63	0.28	0.34	0.22	0.26
F	0.00	0.00	0.59	0.00	2.19
Cl	0.01	0.04	0.02	0.03	0.00
H ₂ O	12.15	12.18	11.71	11.82	10.79
Total	97.83	99.28	98.68	97.16	97.90
Formule structurale basée sur 28 oxygènes					
Si	8.280	7.738	7.699	7.462	7.533
Al ^t	1.972	2.437	2.381	2.510	2.597
Ti	0.000	0.015	0.017	0.016	0.000
Fe ²⁺	2.157	2.450	2.739	2.667	2.907
Mn ²⁺	0.026	0.029	0.029	0.021	0.034
Mg	6.077	6.205	6.043	6.458	5.907
Ca	0.116	0.101	0.126	0.087	0.140
Na	0.055	0.033	0.031	0.024	0.028
K	0.157	0.071	0.086	0.057	0.066
F	0.000	0.000	0.371	0.000	1.403
Cl	0.006	0.023	0.015	0.017	0.000
OH ⁺	15.994	15.977	15.614	15.983	14.597
100*Mg/(Mg+Fe ²⁺)	73.57	71.45	68.58	70.61	66.76
100*Fe ²⁺ /(Mg+Fe ²⁺)	26.19	28.30	31.18	29.22	32.98

Tableau A 1.28: Analyses par microsonde de chlorites (en % en poids) de l'échantillon KHS7 et formule structurale calculée.
*Mauvaises analyses.

Points Oxydes	86/1	86/1*
SiO ₂	0.01	0.19
Al ₂ O ₃	0.00	0.012
FeO	5.63	0.27
MnO	1.31	0.20
MgO	16.5	0.25
BaO	0.05	0.00
CaO	37.4	56.5
CO ₂	51.65	H ₂ O : 21.14
TOTAL	112.55	82.04
Si	0.000	0.006
Al	0.000	0.000
Fe ²⁺	0.134	0.007
Mn	0.031	0.006
Mg	0.696	0.012
Ba	0.001	-0.001
Ca	1.138	1.962

Tableau A 1.29: Analyses par microsonde de dolomite (en % en poids) de l'échantillon KHS7 et formule structurale calculée. *Protlandite et brucite

Oxydes \ Points	11/1	12/1	64/1	69/1
SiO ₂	0.11	0.07	0.27	0.07
TiO ₂	47.9	48.2	43.9	48.1
Al ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	44.6	46.4	42.8	45.3
MnO	0.57	0.57	0.48	0.70
MgO	1.89	1.92	1.98	2.01
CaO	0.72	0.16	3.05	0.19
Na ₂ O	0.02	0.00	0.02	0.00
K ₂ O	0.06	0.07	0.08	0.08
BaO	0.12	0.17	0.00	0.00
Total	96.88	98.12	96.16	97.35
Formule structurale basée sur 3 oxygènes				
Si	0.003	0.002	0.007	0.002
Al	0.000	0.000	0.000	0.000
Ti	0.946	0.946	0.866	0.947
Fe ²⁺	0.978	1.011	0.938	0.992
Fe ³⁺	0.000	0.000	0.000	0.000
Mn	0.013	0.013	0.011	0.016
Mg	0.074	0.075	0.077	0.078
Ca	0.020	0.004	0.086	0.005
100*Mg/(Mg+Fe ²⁺)	6.96	6.79	7.54	7.23

Tableau A 1.30: Analyses par microsonde d'ilménite (en % en poids) de l'échantillon KHS7 et formule structurale calculée.

Oxydes \ Points	10/1	10/1*	70/1**
SiO ₂	1.44	1.44	10.1
TiO ₂	0.00	0.00	0.23
Al ₂ O ₃	0.05	0.05	2.78
FeO	0.63	0.63	0.88
MnO	0.03	0.03	0.05
MgO	0.04	0.04	0.62
CaO	52.2	52.2	43.7
Na ₂ O	0.17	0.17	0.63
K ₂ O	0.13	0.13	1.22
BaO	0.00	0.00	0.08
P ₂ O ₅	39.3	39.3	33.8
F	12.25	0.00	13.5
Cl	0.65	0.65	0.52
Total	101.69	96.00	102.30
Formule structurale basée sur 12.5 oxygènes			
Si	0.126	0.126	0.858
P	2.907	2.907	2.434
Ti	0.000	0.000	0.015
Al	0.005	0.005	0.279
Fe	0.046	0.046	0.062
Mn	0.002	0.002	0.003
Mg	0.005	0.005	0.078
Ca	4.889	4.889	3.987
Na	0.029	0.029	0.104
K	0.014	0.014	0.132
Ba	0.000	0.000	0.003
F	3.387	0.000	3.626
Cl	0.181	0.181	0.141
OH	0.000	0.819	0.000

Tableau A 1.31: Analyses par microsonde d'apatite (en % en poids) de l'échantillon KHS7 et formule structurale calculée. *Sans F. **mélange probable.

Echantillon	Phases minéralogiques	Composition (Formule structurale)
KHL1-KHL15	Olivine	Fe ₇₂₋₈₇
	Clinopyroxène	Wo ₄₃ En ₄₆ Fs ₁₁ (moyenne)
	Feldspath alcalin (sanidine)	Or ₇₂ Ab ₂₄ An ₄ (moyenne. Feldspath alcalin non zoné) Or ₅₉ Ab ₂₈ An ₀₇ Ce ₀₆ (Feldspaths alcalins avec un cœur zoné. Moyenne) Or ₇₄ Ab ₂₃ An ₀₃ Ce ₀₀ (Feldspaths alcalins avec des bords non zonés. Moyenne)
	Plagioclase	An ₅₀₋₆₅ (Plagioclases purs)
	Chromite Spinelles chromifères et titanifères Ilménite	(Fe _{0.73} Mg _{0.31})(Cr _{1.21} Al _{0.45} Ti _{0.05} Fe ³⁺ _{0.23})O ₄ (Fe _{1.06} Mg _{0.23})(Cr _{0.61} Al _{0.21} Ti _{0.30} Fe ³⁺ _{0.59})O ₄ (Moyenne)
	Phlogopite	(K _{1.59} Na _{0.21})(Mg _{4.37} Fe _{0.68} Ti _{0.19})(Si _{6.53} Al _{1.72})O ₂₀ (OH _{1.18} F _{2.74} Cl _{0.08}) (Moyenne)
	Apatite	
	Chloropheite et Bowlingite (Minéraux d'altération).	
KHS2	Plagioclase	An ₆₅ Ab ₃₂ Or ₃
	Feldspath alcalin (sanidine)	An ₁₀ Ab ₅₀ Or ₄₀
	Clinopyroxène	Wo ₄₅ En ₄₂ Fs ₁₄ (Moyenne)
	Ilménite ferrifère et magnétite ?	
	Apatite (not analysé)	
	Calcite (minéral secondaire)	
KHS7	Olivine	Fe ₈₁
	Clinopyroxène	Wo ₃₇ En ₂₃ Fs ₄₀ (Moyenne)
	Orthopyroxène	Wo ₀₄ En ₅₆ Fs ₄₀ (Moyenne)
	Feldspath alcalin (sanidine)	An ₀₃ Ab ₄₀ Or ₅₆ Ce ₀₁
	Plagioclase	An ₆₃ Ab ₃₄ Or ₃
	Phlogopite	(K _{1.64} Na _{0.21})(Mg _{4.33} Fe _{0.98} Ti _{0.44})(Si ₆ Al _{1.9})O ₂₀ (OH _{3.37} F _{0.57} Cl _{0.06})(Moyenne)

Tableau A 1.32: Résumé de la composition minéralogique des roches volcaniques du Kef Hahouner (échantillons KHL1, KHL15, KHS2 et KHS7)

PUBLICATION SCIENTIFIQUE



Geology, mineralogy, geochemistry and Sr-Nd-Pb isotopic composition of the ultrapotassic rocks and associated shoshonites of Kef Hahouner (Northeastern Algeria): New data and geodynamic implications

Mohamed Yacine Laghouag^{a,b,c}, Moulley Charaf Chabou^{b,c,*}, Gaston Godard^d, Riccardo Avanzinelli^e, Martina Casalini^e, Rabah Laouar^a, Carlos J. Garrido^f

^a Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Badji Mokhtar – Annaba University, P.O. Box 12, 23000, Algeria

^b Department of Earth Sciences, Institute of Architecture and Earth Sciences, Setif 1 University-Ferhat Abbas, Campus El Bez, Setif 19137, Algeria

^c Emerging Materials Research Unit, Setif 1 University-Ferhat Abbas, Campus El Bez, Setif 19137, Algeria

^d Université de Paris-Cité, Institut de Physique du Globe de Paris, 1 rue Jussieu, F-75238 Paris Cedex 05, France

^e Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi di Firenze, Via G. La Pira 4, 50121 Firenze, Italy

^f Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra (IACT), Consejo Superior de Investigaciones Científicas (CSIC), Av. Palmeras 4, 18100 Armilla, Granada, Spain

ARTICLE INFO

Handling Editor: Sanjeet K. Verma

Keywords:

Ultrapotassic rocks
Shoshonites
Kef Hahouner-Djebel Debar fault
Subduction
Maghrebide chain
Algeria

ABSTRACT

The association of ultrapotassic rocks and shoshonites is common in the Alpine-Mediterranean region, with the exception of the Maghrebide Chain of Northern Africa, where only two small outcrops of ultrapotassic rocks have been documented. This study reports detailed field observations and new data on the petrology, mineral chemistry, whole-rock geochemistry and Sr-Nd-Pb isotopic compositions of the volcanic ultrapotassic rocks and shoshonites of the Kef Hahouner region (Northeastern Algeria). The results indicate that these rocks are composed of an association of ultrapotassic rocks that outcrop at the base of a lava flow sequence, and shoshonites that constitute shallow volcanic intrusions and the upper part of the abovementioned lava flow pile. The ultrapotassic rocks are K₂O-rich, with K₂O/Na₂O > 2, high Mg# (Mg/(Mg + Fe²⁺) 0.70–0.72), and high Ni (~173 μg.g⁻¹ [ppm]) and Cr contents (~392 μg.g⁻¹). They are strongly enriched in LREE and extremely enriched in Th and LILE (Rb, Ba, Sr), with respect to High Field Strength Elements (Ta, Nb, and Ti), showing an orogenic-type pattern. Shoshonites display lower K₂O and higher Na₂O and Al₂O₃ contents compared to the ultrapotassic facies. However, these rocks have similar trace and rare earth element (REE) patterns to those observed in the ultrapotassic rocks, albeit with slightly lower LILE and MREE contents. The initial ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr values range from 0.706101 to 0.709500, and ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd from 0.512246 to 0.512438, while the lead isotope ratios vary between 18.538 and 18.571 for ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb, 15.649 to 15.657 for ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb, and 39.806 to 39.998 for ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb. Ultrapotassic rocks exhibit higher ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb, ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb and lower ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd than shoshonites. The two volcanic suites most likely result from the increasing partial melting of the metasomatised mantle source in which the ambient mantle component dilutes the alkaline-rich component derived from the partial melting of the sole vein, explaining the transition from ultrapotassic to shoshonite magma. Compared to the North-African Cenozoic magmatic belt, the Kef Hahouner ultrapotassic and shoshonitic lithologies are unique and have no equivalent among the entire belt. We, therefore, propose a geodynamic model in which the subduction of the African continental margin beneath the Kabylia domain and its break-off during the Tortonian times caused the strong metasomatic episode in the source region, resulting in the formation and emplacement of the ultrapotassic rocks and shoshonites in the region. The observed Kef Hahouner–Djebel Debar fault may represent the surface expression of the tear fault related to the southern edge of the African subducted lithospheric slab.

* Corresponding author at: Department of Earth Sciences, Institute of Architecture and Earth Sciences, Setif 1 University-Ferhat Abbas, Campus El Bez, Setif 19137, Algeria.

E-mail address: charaf.chabou@univ-setif.dz (M.C. Chabou).

<https://doi.org/10.1016/j.chemer.2025.126313>

Received 1 March 2025; Received in revised form 4 June 2025; Accepted 11 June 2025

Available online 16 June 2025

0009-2819/© 2025 Published by Elsevier GmbH.

1. Introduction

Despite being scarce, ultrapotassic rocks are intensively studied because their chemistry provides an important tool for investigating metamorphic processes in the mantle (Soder and Romer, 2018). They are also good markers for deciphering the geodynamic evolution of the orogens, in particular in the post-collisional phase (Prelević et al., 2012). This is particularly true of the complex orogenic systems that border the western Mediterranean, notably the North African margin, where the

study of these rocks can provide significant insights into the geodynamic evolution of the region. Indeed, the association of ultrapotassic rocks and shoshonites is common in the Alpine-Mediterranean region (Conticelli and Peccerillo, 1992; Conticelli et al., 2002; Duggen et al., 2005; Conticelli et al., 2007; Avanzinelli et al., 2009; Conticelli et al., 2009; Prelević et al., 2012; Pe-Piper et al., 2014; Conticelli et al., 2015; Ammannati et al., 2016; Casalini et al., 2022a; Casalini et al., 2022b). These rocks belong to the vast Mediterranean ultrapotassic and potassic volcanic provinces of post-collisional origin. In the western

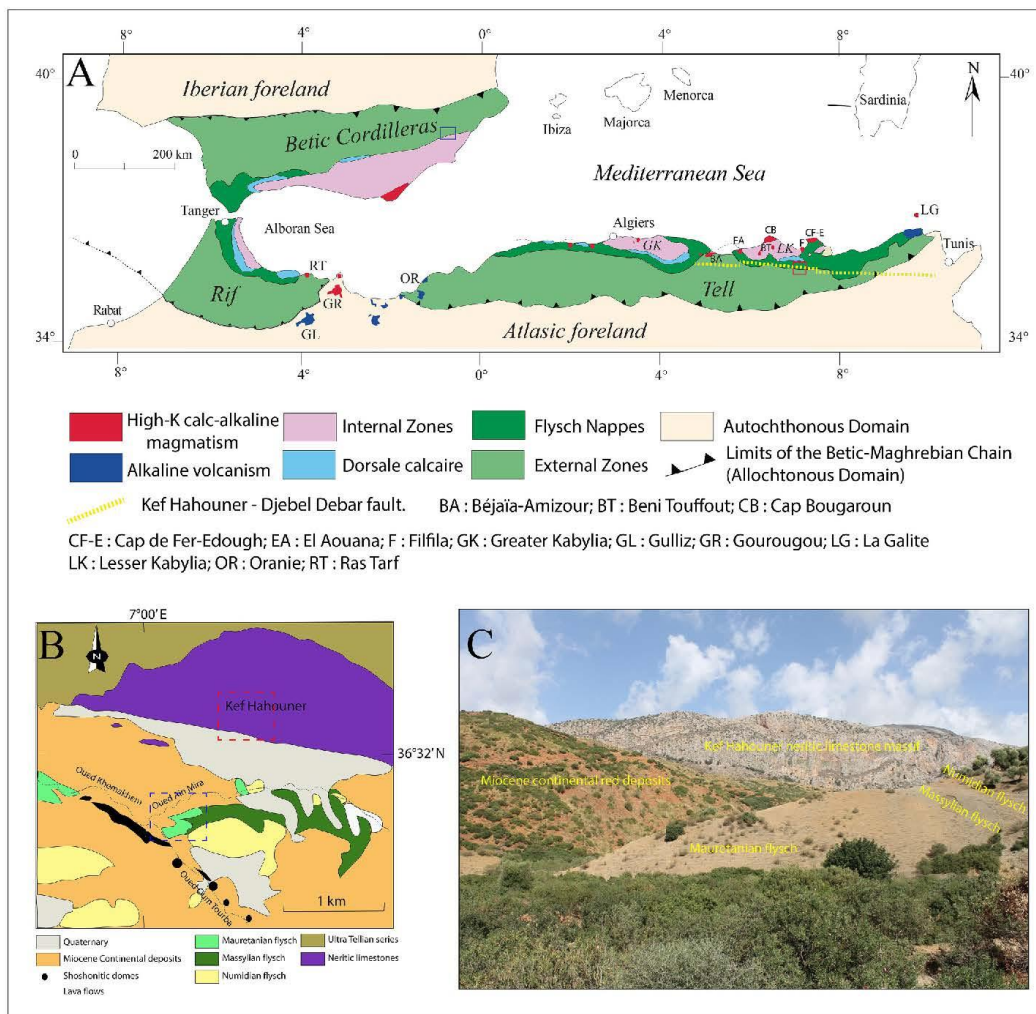


Fig. 1. Regional and local geological context of the Kef Hahouner volcanic massif. (A) Sketch geological map of the Betic-Maghrebian chain (modified from Chazot et al., 2017) showing the locations of the main magmatic rocks from Miocene to Quaternary in North Africa. The red square outlines the study area (panel B), whereas the blue square indicates the location of ultrapotassic (lamproite) outcrops in Spain. (B) Simplified geological map of the Kef Hahouner area compiled from Raoult (1974) and our own field observations. The dashed blue and red squares represent the foreground and background viewpoints of the photo in panel C. (C) Panoramic view from the basal outcrop of the volcanic pile near the confluence of the Ain Mira and Oum Tourba rivers, looking northeast, showing the main geological units exposed around the Kef Hahouner volcanic massif. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

Mediterranean region, Cenozoic (Oligocene-Present) ultrapotassic rocks, including true lamproites, occurred alongside shoshonitic, high-K calc-alkaline and calc-alkaline rocks (Conticelli et al., 2009, and references therein). The rocks of this suite share similarities in terms of incompatible trace element abundances (strong trace element enrichment) and isotope geochemistry (continental crust-like isotopic signatures). Consequently, this suite is often interpreted as having been generated by the partial melting of a metasomatised lithospheric mantle in a post-collisional extensional tectonic regime (Benito et al., 1999; Duggen et al., 2005; Conticelli et al., 2009), although there is no consensus regarding the nature and timing of the metasomatic process (Duggen et al., 2005; Prelević et al., 2008; Conticelli et al., 2009; Tommasini et al., 2011). Alternatively, some authors have suggested that the transition from ultrapotassic alkaline magma to shoshonitic one occurred through a two-step partial melting process (Foley, 1992; Avanzinelli et al., 2009; Conticelli et al., 2011; Conticelli et al., 2015). The early step mainly occurs within the vein that produced the ultrapotassic alkaline magma. Dilution of the metasomatic component occurs during the second step of partial melting where, due to the increasing melting temperature, the ambient peridotite surrounding the metasomatic veins become progressively involved in the partial melting process. Moreover, recent studies have demonstrated the recycling of continental crustal components (rhyolitic melts) into the mantle within veined ultramafic xenoliths collected from the Tallante volcanoes (Betic cordillera, southern Spain). This provides the first direct evidence of the metasomatic process occurring in the mantle (Dallai et al., 2019; Avanzinelli et al., 2020; Dallai et al., 2022).

The Cenozoic geodynamic evolution of the western Mediterranean in connection with the closure of the westernmost Tethys Ocean involved a compressional phase resulting from the subduction and collision of the African and Eurasian plates. This was followed by an extensional regime associated with the orogen collapse at the surface and lithospheric delamination, or slab rollback (Faccenna et al., 2014 and references therein). This complex geodynamic evolution was marked by the emplacement of calc-alkaline to ultrapotassic magma.

The distribution of ultrapotassic and associated magmatic rocks along the western Mediterranean margin is not uniform. They are widespread on the European side (northern and central Italy; Corsica; southeastern Spain; Fig. 1), but scarce in North Africa. In the North African margin, which constitutes the southern part of the circum-Mediterranean Alpine belt (i.e., the Maghrebide chain; Fig. 1), only two small occurrences of ultrapotassic rocks are documented, both located in northeastern Algeria (Kef Hahouner and Koudiat el Anzazza; Fig. 1) (Raoult and Velde, 1971; Vila et al., 1974; Kaminsky et al., 1993; Lustrino et al., 2016). Raoult and Velde (1971) were the first to report coeval potassic volcanic rocks and andesites outcropping as lava flows in the Miocene Constantine Basin, near Kef Hahouner. Three years later, Vila et al. (1974) described a lamproitic dyke intruding Cretaceous flysch at Koudiat el Anzazza, about 16 km northeast of Kef Hahouner. Kaminsky et al. (1993) and Lustrino et al. (2016) have studied the geochemistry and mineralogy of these ultrapotassic rocks. Despite these studies, ambiguity remains regarding the mode of occurrence, mineralogy, nature and origin of the volcanic rocks of Kef Hahouner. Furthermore, previous studies on the ultrapotassic rocks of northeastern Algeria have not addressed their relationship with the North-African Cenozoic igneous activity in the Mediterranean coastal regions of the Maghrebide chain. Nor have they addressed the origin and emplacement of these rocks within the geodynamic context of the Maghrebides, so that the significance of this volumetrically minor magmatism, although important in its singularity, remains unknown. Further investigations are therefore needed to clarify these issues.

This study presents detailed field observations, as well as new mineralogical, petrological, geochemical and Sr-Nd-Pb isotope data on the ultrapotassic and associated shoshonites of Kef Hahouner. The aim is to address two issues: (i) the origin of these rocks and the mechanism that drove the transition from ultrapotassic to shoshonite magmas; and

(ii) the geodynamic framework responsible for their formation in the context of the Maghrebide chain and the evolution of the western Mediterranean.

2. Geological framework and field observations

2.1. The Maghrebide chain in northeastern Algeria

The study area is part of the Maghrebide chain, also referred to the Tell-Rif orogenic system. This chain results from the Cenozoic collision between Africa and fragments of the AlKaPeCa microcontinent (i.e. the Alboran, Kabyle, Peloritian and Calabrian blocks; Bouillin, 1986) and is traditionally divided into three tectono-palaeogeographic domains (Fig. 1A). From north to south, these are (Durand-Delga, 1969; Leprière et al., 2018): (i) the internal zones, which are palaeogeographically related to the AlKaPeCa microcontinent, and consist of a metamorphic basement covered by unmetamorphosed Palaeozoic-to-Cenozoic sediments known as the 'Dorsale Calcaire'; (ii) the Maghrebien flysch nappes (Mauretian, Massylian and Numidian flysch nappes), consisting of Mesozoic and Cenozoic turbiditic and pelagic sediments that filled the Maghrebien Tethys ocean basin; and (iii) the external zones, which are composed of Mesozoic to Cenozoic sedimentary series deposited in the North African paleomargin.

Along the Kef Hahouner transect, the basement belongs to the Lesser Kabylia block. The flysch nappes are predominantly composed of Numidian flysch, which is widespread in eastern Algeria, particularly in the vicinity of the study area, where it has been thoroughly documented by Moretti et al. (1991). The external zones comprise the 'Ultra-Tellian' units (Durand-Delga, 1969), consisting of Lower Cretaceous to Lutetian sediments (Raoult, 1974), and the Constantine neritic nappe (Vila, 1978) that is an important structure, also characterising the external zones in north-eastern Algeria. This is composed of thick, massive Jurassic-Cretaceous limestones that outcrop as scattered tectonic windows beneath the 'Ultra-Tellian' nappes within the study area. All of the above formations are partly overlain by 'post-nappe Miocene (Tortonian and Messinian) deposits' (Coiffait, 1992), which consist of a continental series from the Constantine Basin.

2.2. Overview of the Cenozoic magmatic belt in northeastern Algeria

In the Maghrebide belt of North Africa, Miocene to Quaternary magmatic rocks are scattered along the Mediterranean coasts over about 1200 km long from the east (La Galite Island in Tunisia) to the west (Ras Tarf in Morocco) and about 50 km wide (Fig. 1A) (Maury et al., 2000). This magmatism belongs to the large magmatic province of the central-western Mediterranean (e.g., Duggen et al., 2005; Lustrino et al., 2011). Along the eastern Algerian coast, the Miocene (Langhian to Tortonian) magmatic activity was characterised by the emplacement of high-K calc-alkaline granitoids (granites, diorites, microgranodiorites), volcanics and lava flows (andesites, dacites, rhyolites), now exposed from west to east in the areas of Béjaïa-Amizour, El Aouana, Cap Bougaroun-Beni Touffout, Filfila and Cap de Fer-Edough massif (Fig. 1A) (Ahmed-Said et al., 1993; Foucade et al., 2001; Laouar et al., 2005; Abbassene et al., 2016, 2019; Laouar et al., 2018; Hamlaoui et al., 2020; Chazot et al., 2017, and references therein). This post-collisional magmatism cross-cuts both the internal and external zones of the Maghrebides and the post-nappe Miocene deposits. It exhibits clear "subduction-related" geochemical fingerprints, attributed to partial melting of a subcontinental lithospheric mantle followed by mixing with melts from the African crust en route to the surface (e.g., Maury et al., 2000; Chazot et al., 2017).

Recent geochronological data show that the main magmatic activity in northeastern Algeria occurred between 17 and 11 Ma, with a peak at 17 Ma for the Cap Bougaroun-Beni Touffout granitoids, followed by sporadic and volumetrically minor activity between 15 and 11 Ma (Abbassene et al., 2016). In the Cap de Fer-Edough massif, Abbassene

et al. (2019) identified three successive magmatic pulses at ~16.5, ~15, and ~13 Ma, with a peak of magmatic activity at 15 Ma.

2.3. Geological framework of the Kef Hahouner volcanism

The Kef Hahouner volcanic massif is located at about 40 km ENE of Constantine city, near the village of Guenzoua (wilaya of Skikda). From a geological point of view, the Kef Hahouner area is located on the

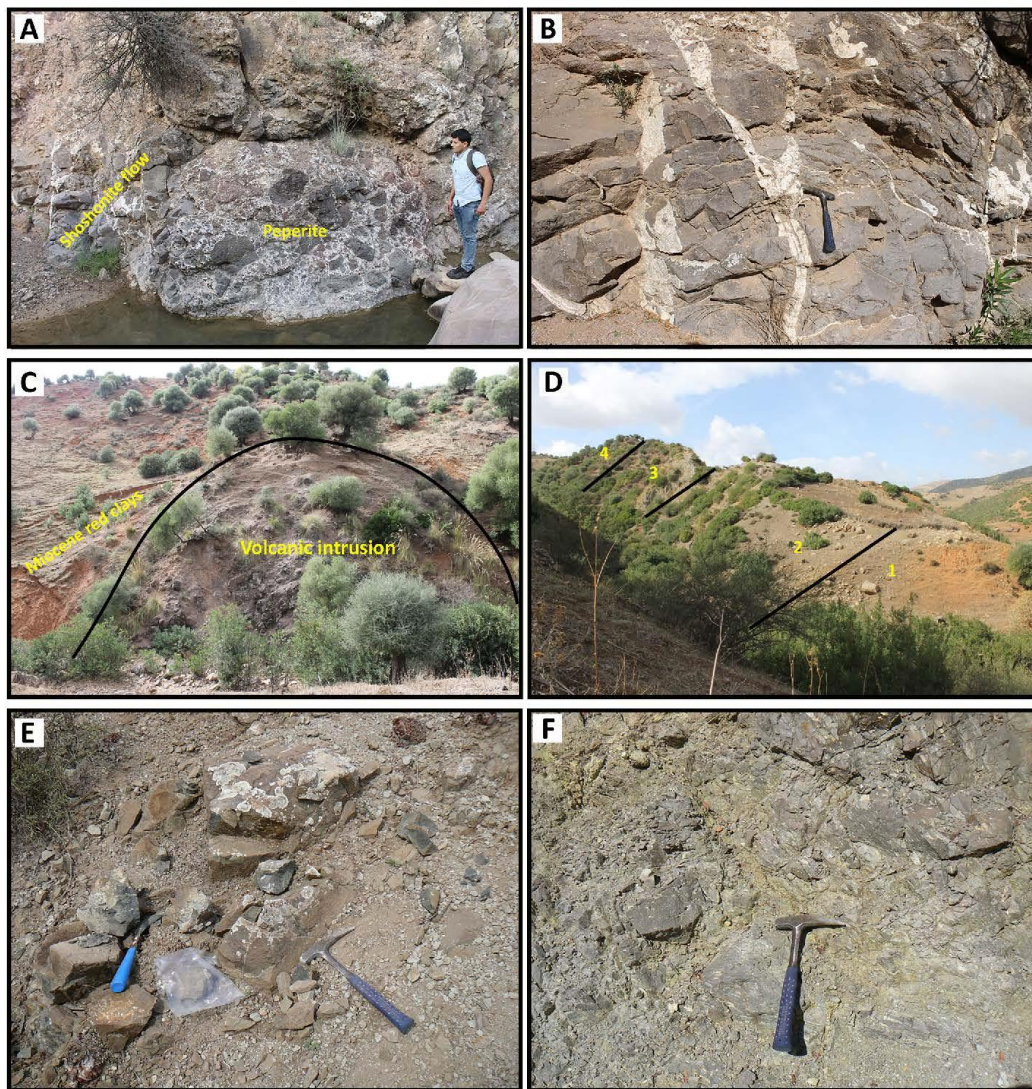


Fig. 2. Outcrop photographs of the Kef Hahouner volcanic massif. (A) Peperite-like rocks in the shoshonite dome at $36^{\circ}31'20.9''N-07^{\circ}00'26.7''E$. (B) Shoshonite flow cut by carbonate dyke-like bodies near the boundary between the flow and the peperite rocks in panel A. (C) Dome-like structure surrounded by Miocene red clays on the left bank of the Oum Tourba River at $36^{\circ}31'25.1''N-7^{\circ}00'19.4''E$. (D) General view of a WNW-ESE section containing a complete volcanic pile of ultrapotassic and shoshonitic rocks; 1: continental Miocene deposits (red conglomerates and clays); 2: series of massive flows and friable rocks (ultrapotassic rocks) with a layer of red conglomeratic sandstones (continental Miocene deposits) on top; 3: layers of leucocratic massive and vesicular volcanic rocks (shoshonites); 4: yellow sandstones of the median formation of the Constantine Basin. (E) General view of unaltered, dense and dark ultrapotassic (lamproitic) rocks exposed at the base of part 2 of the section in panel D. (F) General view of the leucocratic volcanic rocks (shoshonites), embedded in yellowish clays, at the top of the volcanic pile in panel D (part 3). (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

boundary between the internal and external zones of the Maghrebide belt of northeastern Algeria. This limit is defined by a major EW strike-slip fault; the Kef Hahouner–Djebel Debar (KHDD) fault (Raoult, 1974). This major lineament extends over a distance of >300 km from Thibar in Tunisia, in the east, where it is known as the Alia-Thibar fault (Gaidi et al., 2020), through the Kef Hahouner massif towards Djebel M'cid Aicha, in the west, and thought to continue westwards (Fig. 1A). It corresponds to a dextral strike-slip fault system, characterised by neotectonic and seismotectonic activity (Bendjama et al., 2021; Soumaya et al., 2018) and forms the northern boundary of both the Constantine Miocene basin and the Guelma Plio-Quaternary pull-apart basin (Maouche et al., 2013). Along this major deep-seated fault system was emplaced the volcanic lithologies of Kef Hahouner, subject of this study, as well as a number of diapiric Triassic evaporites and thermal springs. At the contact of this fault, the Mio-Pliocene sedimentary rocks are often disrupted and highly deformed.

The main geological units exposed around the Kef Hahouner volcanic massif include slices of Mauretanic, Massylian and Numidian flyschs, Miocene continental reddish sediments of the Constantine Basin in which the volcanic rocks are interstratified, and the imposed mass of the Kef Hahouner neritic limestones that crop out as a tectonic window within the “Ultra-Tellian” nappes (Fig. 1B, C).

The Kef Hahouner is a small monogenetic volcanic centre made up of some feeding dikes, few lava flows and intrusions with a maximum extension of about 1.3 km and an average thickness of 100 m (Raoult and Velde, 1971), lying above a lower conglomeratic formation and overlain by the Yellow Sand Formation. Raoult and Velde (1971) distinguished two rock types: an olivine-bearing potassic trachyte at the bottom and an olivine-bearing andesite at the top. The potassic trachytes and the andesites gave K–Ar ages of 10.9 ± 0.5 Ma and 9.3 ± 0.5 Ma, respectively (Bellon et al., 1977), consistent with the Vallesian age (between 11.5 and 9 Ma; Coiffait, 1992) of the sediments interstratified within these igneous flows.

2.4. Field relationships

The monogenetic volcanic centre of Kef Hahouner is discontinuously exposed. It is embedded within Miocene continental sediments (Raoult and Velde, 1971) at the confluence of the Ain Mira and Oum Tourba rivers. The volcanic centre produced a few lava flows and a series of NW-SE oriented sub-volcanic bodies that outcrop on both sides of the Oum Tourba river (Fig. 1B).

From south-east to north-west, the first outcrop of Kef Hahouner volcanic rocks occurs at $36^{\circ}31'09.2''N-7^{\circ}00'38.8''E$; here, Miocene yellow sandstone beds have been uplifted vertically by a poorly exposed sub-volcanic intrusion. The first large outcrop of shallow-level intrusions in the form of a small laccolith is observed at $36^{\circ}31'20.5''N-07^{\circ}00'27.7''E$, where a well-preserved, xenolith-rich sub-volcanic body about ten metres thick is exposed. At the north-western edge of this sub-volcanic body, at coordinates $36^{\circ}31'20.9''N, 7^{\circ}00'26.7''E$, a peperite-like rock outcrop displays a well-developed jagged texture containing large to medium, angular to subrounded lava blocks and fragments embedded within whitish sedimentary clays (see Fig. 2A). These igneous sub-volcanic bodies are overlain by a highly vesicular lava flow, the vesicles of which are stretched and filled with calcite. This lava flow crops out along the north-eastern slope of the Oum Tourba River for about 150 m and is crosscut by several irregular centimetre- to decimetre-thick calcite veins (Fig. 2B). On the opposite slope of the Oum Tourba River (at $36^{\circ}31'25.1''N, 7^{\circ}00'19.4''E$), another sub-volcanic body is exposed (Fig. 2C), displaying in places spheroidal structures, cemented by white clay alteration products. Near the contact zone with the reddish Miocene sedimentary clays, the volcanic rock is highly scoriaceous, showing centimetre-thick calcite veins and amygdalae.

Volcanic rocks reappear in the form of lava flows on the left bank of the Oum Tourba River, continuing uninterrupted until the confluence of

the Ain Mira and Oum Tourba rivers. There, a complete section of the volcanic pile, around 100 m thick, can be seen (Fig. 2D). From bottom to top, we observe: (i) well-preserved, massive, dark lava flows (Fig. 2E), surrounded by scoriaceous and vesicular tephra layers containing reddish volcanic lava levels with amygdalae filled with secondary calcite; (ii) a layer of red conglomeratic sandstones related to continental Miocene deposits; (iii) a thick layer of approximately fifty metres of leucocratic massive and vesicular volcanic rocks (Fig. 2F), crosscut by centimetre-thick yellow veins; and (iv) at the top of the section, blocks of volcanic flow embedded in yellowish sedimentary clays, which are characteristic of emplacement in a submarine environment. These are overlain by the yellow sandstones of the Constantine Basin, which contain intercalations of marine, fossiliferous limestone.

3. Samples and methods

Around 50 samples were systematically collected from the igneous body of Kef Hahouner area. These cover the whole lithological facies of the magmatic outcrops: the lava flows and volcanic masses.

Backscattered electron (BSE) images and X-ray chemical element maps of representative 3 polished thick sections (KHL1, KHS2 and KHS7) from the entire rock group were obtained using a ZEISS Supra 55 VP scanning electron microscope (SEM) at the Ecce Terra laboratory (Université Paris-Sorbonne, France). Image processing was carried out using Photoshop® (brightness/contrast adjustments, smoothing/enhancement filtering) and ENVI® (principal component analysis, mineral classification).

Microprobe analyses were carried out at the Camparis Laboratory in Paris, using a Cameca SX-100 electron microprobe with the following analytical conditions: beam current of 10 nA; acceleration voltage of 15 kV; beam diameter of 1–2 μm; natural standards; automatic ϕ - ρ -Z corrections. Additional analyses were carried out at Geosciences Montpellier (University of Montpellier, France) using a Cameca SX100 electron microprobe under similar conditions. The location and results of the spot analyses are reported in Supplementary Material SML.

A total of 23 samples, representing all lithological facies, were selected for bulk-rock chemical analysis. Petrographic observations were considered for less altered specimens. Samples were analysed for major, trace and REEs at the Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra (IACT, CSIC-UGR, Granada, Spain) by X-ray Fluorescence (XRF) (for major elements, Zr, Cr and Ni) and ICP-MS methods, whereas samples KHL1, KHL11, KHL15 and KHS-2 were analysed at the ALS Minerals Laboratories of Seville (Spain), using the ICP-AES and ICP-MS methods.

Sr, Nd and Pb isotope ratios were determined by Thermal Ionisation Mass Spectrometry (TIMS) on a subset of 6 samples at the Department of Earth Sciences of the Università degli Studi di Firenze (DST-UniFI, Florence, Italy).

The analytical procedures and the results of the analyses are reported in Supplementary Material SM2, SM3 and SM4, respectively.

4. Results

4.1. Petrography

The collected samples from the different igneous bodies were prepared for petrographical study. They are distributed as follows: Group A (samples KHL1 to KHL15) is from the basal dark lava flows of the volcanic pile; Group B1 (samples KHS1 to KHS4) is from the leucocratic massive volcanic rocks of the upper part of the volcanic pile; and Group B2 (samples KHS5 to KHS8) represents the sub-volcanic bodies.

Rocks of group A samples occur in the lower part of the lava flow piles. Hand specimen examination shows that they are massive, dark rocks with millimeter-size green olivine crystals set in very fine-grained matrix. They occasionally display vesicles that are often filled with calcedony and/or calcitic material. Microscopically, the rocks show microclitic porphyritic textures with abundant olivine phenocrysts set in

a microlithic, sometimes brownish glassy, matrix. The latter is composed mainly of feldspars and tiny crystals of pyroxene (Fig. 3A). Opaque grains, mainly ilmenite, are the main visible accessory minerals. Olivine occurs as euhedral to subhedral phenocrysts of about 0.1 to 1.5 mm in size, with various shapes including prismatic and tabular. Some of the phenocrysts contain Cr-spinel and titanomagnetite inclusions (Fig. 5B, E), and some appear slightly zoned in BSE with darker cores and lighter rims (Fig. 5B). In general, olivine is almost unaltered, but when alteration occurs, chlorophaeite, bowlingite and iddingsite products develop mainly around crystal boundaries and along fractures zones. Plagioclase occurs as tiny laths, $>50 \mu\text{m}$ in length, disseminated in the matrix. Clinopyroxene occurs as small (10 and $50 \mu\text{m}$ in size) prismatic crystals in the matrix. Not particularly abundant, they are commonly associated with plagioclase. Chromian spinel occurs as small rounded crystals of a few μm to $30 \mu\text{m}$ in size. It is commonly included in olivine phenocrysts. Ilmenite occurs in the matrix as thin rods ranging in size from a few μm to $30 \mu\text{m}$. Energy dispersive X-ray spectrometry (EDS) on the scanning electron microscope (SEM) indicates that the microlithic matrix is composed of sanidine, plagioclase, clinopyroxene, phlogopite, chromian and titaniferous spinels, as well as chromite, ilmenite and apatite (Fig. 4A). Sanidine, which is ubiquitous the most abundant mineral in the groundmass, occurs as small ($<100 \mu\text{m}$ in size) tabular crystals. BSE images show that it is highly zoned, with a very bright core compared to

the crystal margins.

Rocks of group B1 samples represent the upper part of the lava flow piles. They are massive, rather light-coloured and vesicle/amygdaloid-rich lithologies. Elongated oval and oriented amygdaloids and vesicles are often filled with whitish calcite. In thin sections, the rocks display medium- to fine-grained intersertal porphyritic textures. The phenocrysts are dominated by twinned plagioclase laths that are set in a fine-grained crystalline groundmass composed of feldspars, tiny prismatic pyroxenes and opaque minerals (Fig. 3B). Plagioclase occurs as laths often showing albite and Carlsbad twin lamellae. Two populations of plagioclase can be distinguished according to their sizes: the first occurs as very small laths with lengths varying between a few tens of microns to $200 \mu\text{m}$; the second population shows subhedral phenocrystals between 0.4 and 2 mm in length and up to 0.1 mm in width. In addition, zoned quadrangular plagioclase sections may also occur as phenocrysts. Although some plagioclase crystals are locally oriented parallel to the direction of lava flow, they don't show preferred orientation on a large scale. Clinopyroxene is not abundant and occurs in the matrix as small prismatic and acicular crystals, between 10 and $100 \mu\text{m}$ in size. SEM-EDS investigations show the presence of sanidine, clinopyroxene, ilmenite and apatite in the groundmass (Fig. 4B). In addition, large secondary calcite crystals are abundant in this group of rocks. Some of them are associated with olivine phenocrysts, whereas others fill

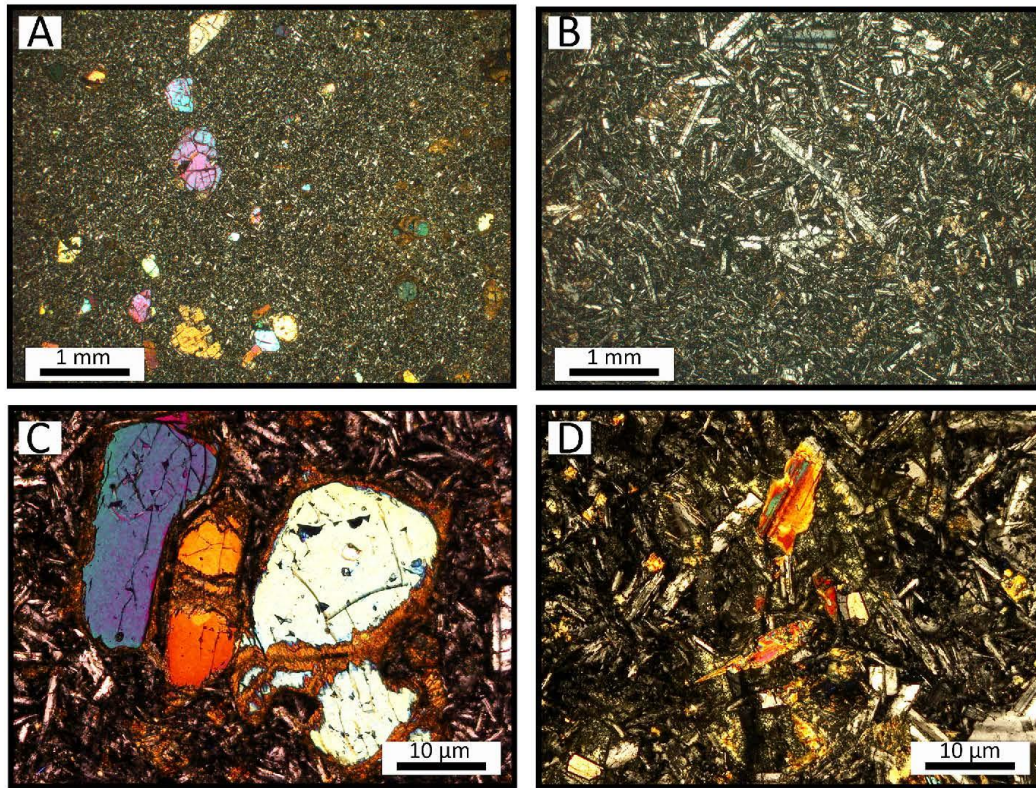


Fig. 3. Photomicrographs of the three petrographic groups of volcanic rocks from Kef Hahouner (cross-polarised light). A: KHL1 sample (ultrapotassic rocks, Group A) showing abundant olivine phenocrysts in a microlithic matrix. B: KHS2 sample (shoshonitic rocks, Group B1) showing laths of twinned plagioclase in a fine-grained microcrystalline groundmass. C: KHS7 sample (shoshonitic rocks, Group B2) showing olivine phenocrysts in a fine-grained microcrystalline matrix rich in laths of plagioclase. D: KHS7 sample (shoshonitic rocks, Group B2) showing phlogopite phenocrysts (in the centre of the image).

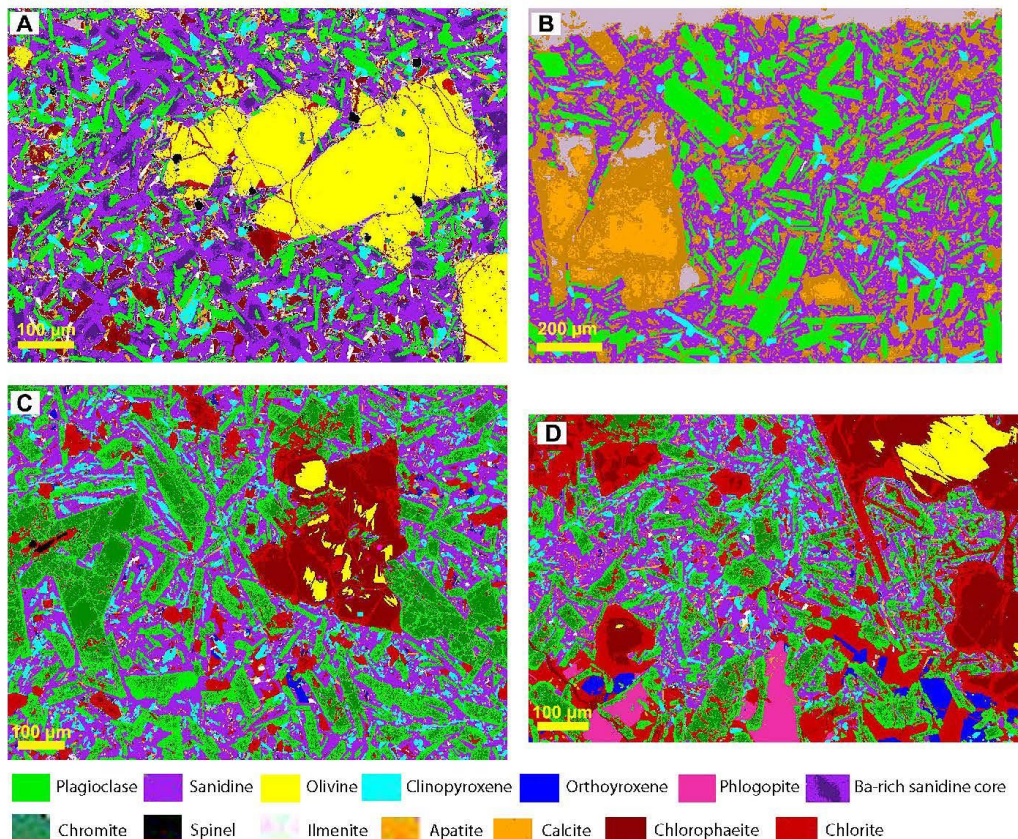


Fig. 4. The maps show the main minerals of the three petrographic groups. A: KHL1 sample (ultrapotassic rocks). B: KHS2 sample (shoshonite from lava flow). C and D: KHS7 sample (shoshonite from volcanic dome). The images were obtained using the maximum likelihood classification method, which was applied to EDS elemental maps (Figures SM1–1, SM1–8, SM1–11 and SM1–12 in Supplementary Material 1).

vesicles and secondary cavities in the rock.

The third group of samples (group B2) represent the sub-volcanic bodies. Both massive and vesicular textures are observed in these rocks, which occasionally contain abundant quartzitic, alumina silicates- and corundum-rich xenoliths. Microscopically, they show abundant olivine phenocrysts and plagioclase laths, as well as phlogopite, set in a fine-grained groundmass composed of feldspars, pyroxenes and opaque minerals (Fig. 3C and D). Olivine phenocrysts show similar habits as those of group A lithologies, with millimeter-size, euhedral to subhedral crystals, whereas plagioclase display similar features as those in group B1 facies. In KHS7 sample, many of the plagioclase laths are fractured, showing alteration along rims and fracture zones. Clinopyroxene is also scarce in this type of rocks and shows small prismatic and acicular crystals varying in size between 10 and 100 μm . Orthopyroxene occurs only in this group of rocks, and forms tabular or prismatic euhedral crystals, up to 100 μm in size. This mineral, together with phlogopite, appears to be related to xenoliths as they are distributed around quartzitic xenoliths or in reaction zones between these xenoliths and the rock. Similar to group A lithologies, chromian spinel shows crystals up to 30 μm , but here they are particularly widespread within olivine phenocrysts. EDS spectra show the presence of sanidine,

clinopyroxene, Al-rich spinel, chromite, ilmenite and apatite in the groundmass (Fig. 4C, D). The vesicular samples contain abundant voids, partly filled with Ca-bearing secondary minerals.

4.2. Mineral chemistry

Full mineralogical data, including locations and results of microprobe analyses, are given in Supplementary Material (SM1).

4.2.1. Olivine

Olivine phenocrysts of group A rocks are highly magnesian and show systematic zoning from Fo_{87} (in cores) to Fo_{72} (at rims) (Fig. 5A, B). The Ca content is very low, displaying insignificant larnite contents (between 0.20 and 0.30) (Fig. 5A), comparable, on average, to that of olivine from other Mediterranean lamproites (Prelević et al., 2005; Prelević and Foley, 2007; Ammannati et al., 2016), but lower than that of olivine in silica undersaturated, ultrapotassic rocks such as the plagioclites of the Roman Magmatic Province (Ammannati et al., 2016). Olivine of the group B2 rocks has the same characteristics as those of group A rocks, with forsterite contents ranging from Fo_{84} (in cores) to Fo_{74} (at rims) (Fig. 5A).

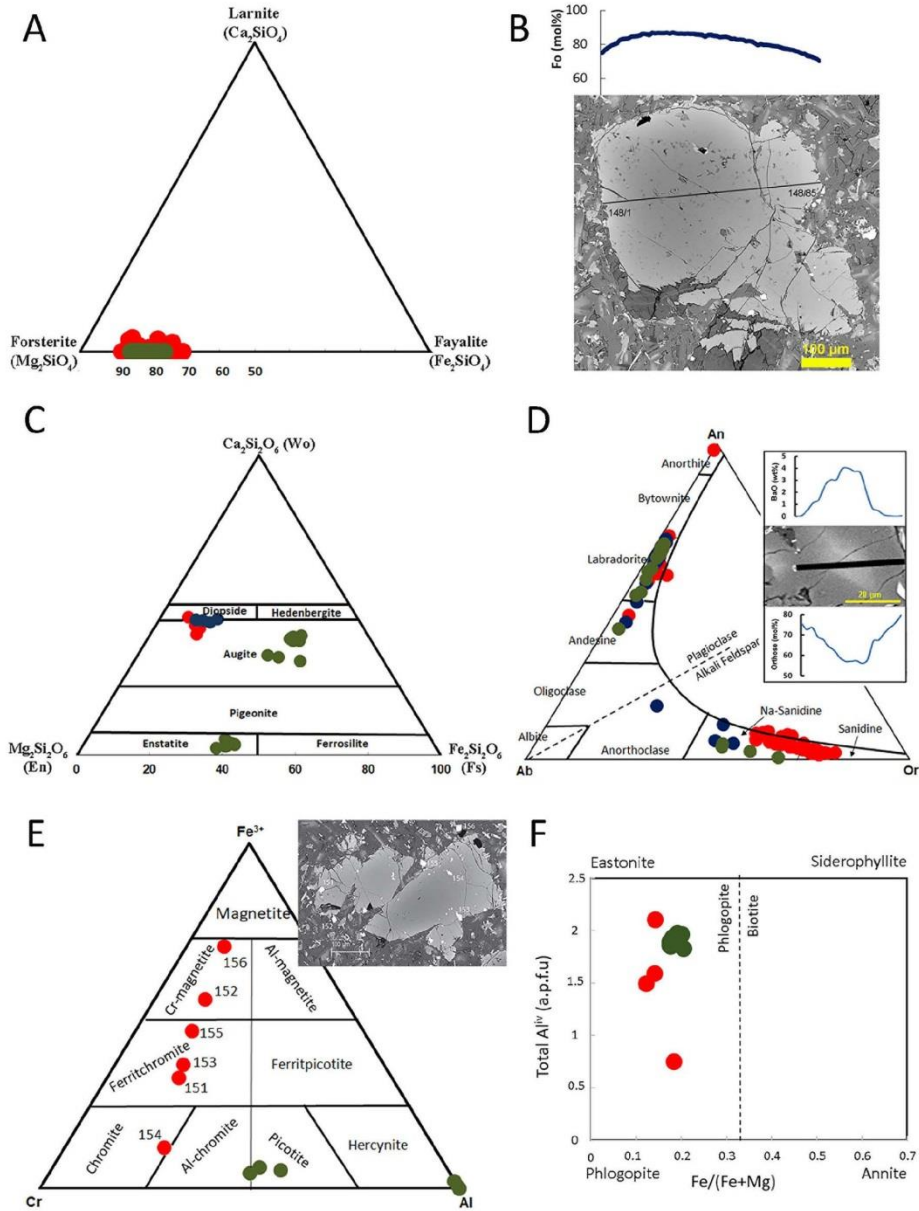


Fig. 5. Mineral composition diagrams of the Kef Hahouner ultrapotassic and shoshonitic rocks. Red circles: minerals from the Kef Hahouner ultrapotassic rocks; blue circles: minerals from the Kef Hahouner shoshonites (lava flow outcrop); green circles: minerals from the Kef Hahouner shoshonites (volcanic dome outcrop). A: Olivine composition in the larnite-forsterite-fayalite diagram. B: Forsterite content (mol%) along a profile of a large olivine phenocryst in sample KHL1 (ultrapotassic rock). C: Composition of the pyroxenes in the Wo-En-Fs diagram after Morimoto et al. (1988). D: Composition of the feldspars in the An-Ab-Or ternary diagram. The inset rectangle shows the variation in BaO and orthos contents along a profile of a sanidine lath in sample KHL1 (ultrapotassic rock). E: Composition of spinels. The inset rectangle shows a BSE image of large olivine phenocryst in sample KHL1 (ultrapotassic rock) and the location of the analysed spinel inclusions. F: Biotite compositions projected onto the phlogopite-annite-siderophyllite-eastonite diagram. All analysed biotites plot in the phlogopite domain. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

4.2.2. Clinopyroxene

Clinopyroxene in group A rocks is mainly magnesian augite to diopside with Mg# ($100 \times \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$) varying between 77 and 85, with an average composition of $\text{Wo}_{45}\text{En}_{46}\text{Fs}_{11}$ (Fig. 5C). It is also characterised by high Al_2O_3 (2 to 3.81 wt%) and low Na_2O (~0.20 wt%) contents. On the other hand, clinopyroxenes of group B1 rocks display a diopsidic composition (average: $\text{Wo}_{45}\text{En}_{42}\text{Fs}_{14}$) (Fig. 5C) with Mg# ranging from 70 to 81. Similar to those of group A, they show high Al_2O_3 (3.43 to 3.97 wt%), high TiO_2 (~2.63 wt%) and low Na_2O (~0.43 wt%) contents. Clinopyroxenes of group B2 rocks correspond to subcalcic ferrous augite (average composition of $\text{Wo}_{36}\text{En}_{22}\text{Fs}_{40}$) (Fig. 5C), with Mg# values lower than those of group A and group B1, varying between 52 and 68.

4.2.3. Orthopyroxene

Orthopyroxene is homogeneous in composition and is predominantly enstatite, with CaO ranging from 1.15 to 2.55 wt%, and Mg# varying between 57.5 and 61.8. It shows an average chemical composition of $\text{En}_{56.5}\text{Fs}_{39.9}\text{Wo}_{3.6}$ (Fig. 5C). This mineral does not seem to be in equilibrium with the host magma, as it is usually never found in equilibrium with olivine in alkaline rocks, neither potassic nor sodic. Furthermore, as mentioned above, it is systematically found around xenoliths or in reaction zones between these xenoliths and the rock.

4.2.4. Alkali feldspar

Alkali feldspar (sanidine) is the most abundant mineral in the groundmass of the three group rocks. In group A rocks, it displays moderate to high K end-member contents (between Or_{56} and Or_{79}). Sanidine laths are commonly zoned with a core-to-rim increase in K contents. This zoning is most likely related to the occurrence of variable amounts of Ba as celsiane ($\text{BaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$), since the core of some sanidine crystals show a composition of $\text{An}_{06}\text{Ab}_{29}\text{Or}_{57}\text{Cl}_{08}$. Core to rim BaO zoning profiles show significant decrease in BaO contents (Fig. 5D), where Ba is almost absent in the rims, resulting in a bright core contrasting with the dark crystal rims, as shown on BSE images (Fig. 5D). Anorthite content is commonly lower than 10 mol%, where the core-to-rim shows a marked decrease in anorthite content, which indicates a direct correlation between CaO and BaO from core to rims in the sanidine crystals. On the other hand, the Na_2O content is almost constant (Ab_{20-30}), whereas FeO and TiO_2 display very low concentrations (often <0.5 %).

In group B1 rocks, the contents of K-feldspar minerals are lower than those of group A. However, the Na-feldspars (albite) become predominant. In these rocks, the feldspars show an average composition of $\text{An}_{10}\text{Ab}_{50}\text{Or}_{40}$ (based on analysis of four points). Alkali feldspars of this group are therefore more sodic than potassic. Furthermore, BSE images of alkali feldspar crystals of group B1 show a brighter core and a darker rim, again because of the presence of barium, where the chemical compositions of the bright core displays celsian contents between 4 and 6 mol%.

Alkali feldspars of group B2 are characterised by an average composition of $\text{An}_{03}\text{Ab}_{40}\text{Or}_{56}\text{Cl}_{01}$.

4.2.5. Plagioclase

The composition of the plagioclases in group A facies is quite varied, and Or content reaches 30 %. This variability is mostly the effect of mixtures with Ba-rich alkali feldspars. When plagioclase is pure, its average composition varies between An_{50} and An_{65} , which fits into the labradorite field.

In group B1 rocks, rim-to-rim compositional traverses across a plagioclase crystal (points 134/1 to 134/18) show a marked decrease in anorthite and an increase in albite and K-feldspar contents at the rims. At the core, plagioclase is quite homogeneous with anorthite contents varying between An_{60} and An_{70} . Other plagioclase minerals (points 17 to 22) show similar anorthite contents (60 to 70 %). As a whole, the average composition of analysed plagioclases is $\text{An}_{65}\text{Ab}_{32}\text{Or}_3$, which

corresponds to Labrador composition. The same average composition ($\text{An}_{63}\text{Ab}_{34}\text{Or}_3$) is observed in the plagioclase of group B2 lithologies.

4.2.6. Chromian spinel

Chromian spinel in group A rocks is slightly Ti- and Fe^{2+} -rich, displaying high X_{Cr} ($\text{Cr} / (\text{Cr} + \text{Al})$) and $X_{\text{Fe}^{2+}}$ ($\text{Fe}^{2+} / (\text{Fe}^{2+} + \text{Mg})$) ratios that vary between 0.69 and 0.75, and between 0.70 and 0.91 respectively. The ternary projection (Al–Cr– Fe^{3+} ; Fig. 5E) shows a clear evolution from Cr- to Fe–Ti-rich spinels, which is directly correlated with the crystal position relative to the olivine phenocrysts (Fig. 5E). According to their chemical composition, spinel displays a chromite composition ($\text{Spl}_{28}\text{Chr}_{52}\text{Mag}_{11}\text{Usp}_{05}$) in the core of the olivine crystals, ferritchromite ($\text{Spl}_{12}\text{Chr}_{25}\text{Mag}_{25}\text{Usp}_{26}$) slightly away from the core, and Ti-rich Chromian-magnetite ($\text{Spl}_{06}\text{Chr}_{08}\text{Mag}_{37}\text{Usp}_{35}$) at the margins and outside the olivine crystals.

In group B2 rocks, chromite inclusions are Al-rich ($\text{Spl}_{48}\text{Chr}_{46}$) with relatively high X_{Cr} and $X_{\text{Fe}^{2+}}$, varying between 0.42 and 0.50, and between 0.57 and 0.59 respectively. According to their chemical composition, they lie on the boundary between Al-chromite and picotite on the Al–Cr– Fe^{3+} diagram (Fig. 5E). Aluminous spinel (spinel s.s.) also occurs in this group, where it shows as much as 64 wt% Al_2O_3 with $X_{\text{Fe}^{2+}}$ varying between 0.26 and 0.29.

4.2.7. Ilmenite

Ilmenite in both group A and B2 rocks displays a homogeneous composition. The average FeO and TiO_2 contents in group A rocks are 46.81 and 43.08 wt%, respectively. In sample KHS7 (group B2), ilmenite contains an average of 48.08 wt% TiO_2 and 45.41 wt% FeO. The Cr_2O_3 content is extremely low in both groups.

4.2.8. Phlogopite

Phlogopite, which occurs as small flakes in the groundmass of group A rocks, shows low Ti contents ($1.06 < \text{TiO}_2 < 2.10$ wt%), but high Mg# (between 81 and 87) (Fig. 5F). It also displays high fluor content ($5.18 < \text{F} < 6.75$ wt%), whereas Al_2O_3 varies from 8.94 to 12.68 wt%. The phlogopite composition of group A rocks is on average ($\text{K}_{1.59}\text{Na}_{0.21}$) ($\text{Mg}_{4.37}\text{Fe}_{0.68}\text{Ti}_{0.19}$) ($\text{Si}_{6.53} \text{Al}_{1.72}$) O_{20} ($\text{OH}_{1.18}\text{F}_{2.74}\text{Cl}_{0.08}$). In group B2 rocks, phlogopite occurs as phenocrysts displaying rather high Ti ($3.13 < \text{TiO}_2 < 4.70$ wt%) compared to phlogopite from group A rocks. $X_{\text{Fe}^{2+}}$ varies between 0.21 and 0.18 and the Al_2O_3 content is around 11 wt% (Fig. 5F). The phlogopite composition of group B2 rocks is on average ($\text{K}_{1.64}\text{Na}_{0.21}$) ($\text{Mg}_{4.33}\text{Fe}_{0.98}\text{Ti}_{0.44}$) ($\text{Si}_6 \text{Al}_{1.9}$) O_{20} ($\text{OH}_{3.37}\text{F}_{0.57} \text{Cl}_{0.06}$). No zoning is observed in almost all analyses minerals.

4.2.9. Apatite

Apatite in the three groups of rocks appears as tiny needle-shaped crystals ranging in size from a few μm to 90 μm in size, disseminated in the matrix.

Analysis of an apatite grain from sample KHL1 (group A rocks) shows a fluorapatite (4.52 wt% F) composition, with a low Cl content (0.40 wt% Cl) and relatively high BaO (0.05 wt%) concentrations. The apatite of KHS7 sample (group B2 rocks) shows also a fluoroapatite composition.

4.2.10. Alteration minerals

Most of the secondary minerals are the result of olivine alteration. The chemical composition of these alteration products does not match the common alteration minerals of olivine; i.e., serpentine, chlorite and iddingsite. The alteration products of olivines in KHL1 and KHS7 samples display a composition rather similar to that of chlorophaeite, according to the work of Delvigne et al. (1979) and Hekiniian (1982) (see Table SM1–12 in the Supplementary Materials).

Chlorite is also present in sample KHS7 (group B2 rocks), where it appears to have formed at the expense of orthopyroxene and spinel. It also occurs along the fractures of olivine and plagioclase phenocrysts and surrounds chlorophaeite. The chemical composition of chlorites is fairly homogeneous, with $X_{\text{Fe}^{2+}}$ varying between 0.26 and 0.33.

4.2.11. Calcite

Secondary calcite is a common mineral in group B1 rocks (e.g., KHS2 sample). It occurs as vugs filling large patches or as disseminated small crystals replacing ferromagnesian minerals. The CaO content of calcite varies between 55.06 and 58.96 wt% with no core-to-rim chemical zoning.

In group B2 rocks, carbonates form rounded confused aggregates surrounded by a brownish rim. Calculation of the structural formula as carbonate, with CO₂ estimated by stoichiometry, gives an anomalously high total of about 110 wt%. This indicates that these aggregates are no longer carbonate and have probably undergone decarbonation when caught up in the lava. On the other hand, if the structural formula is

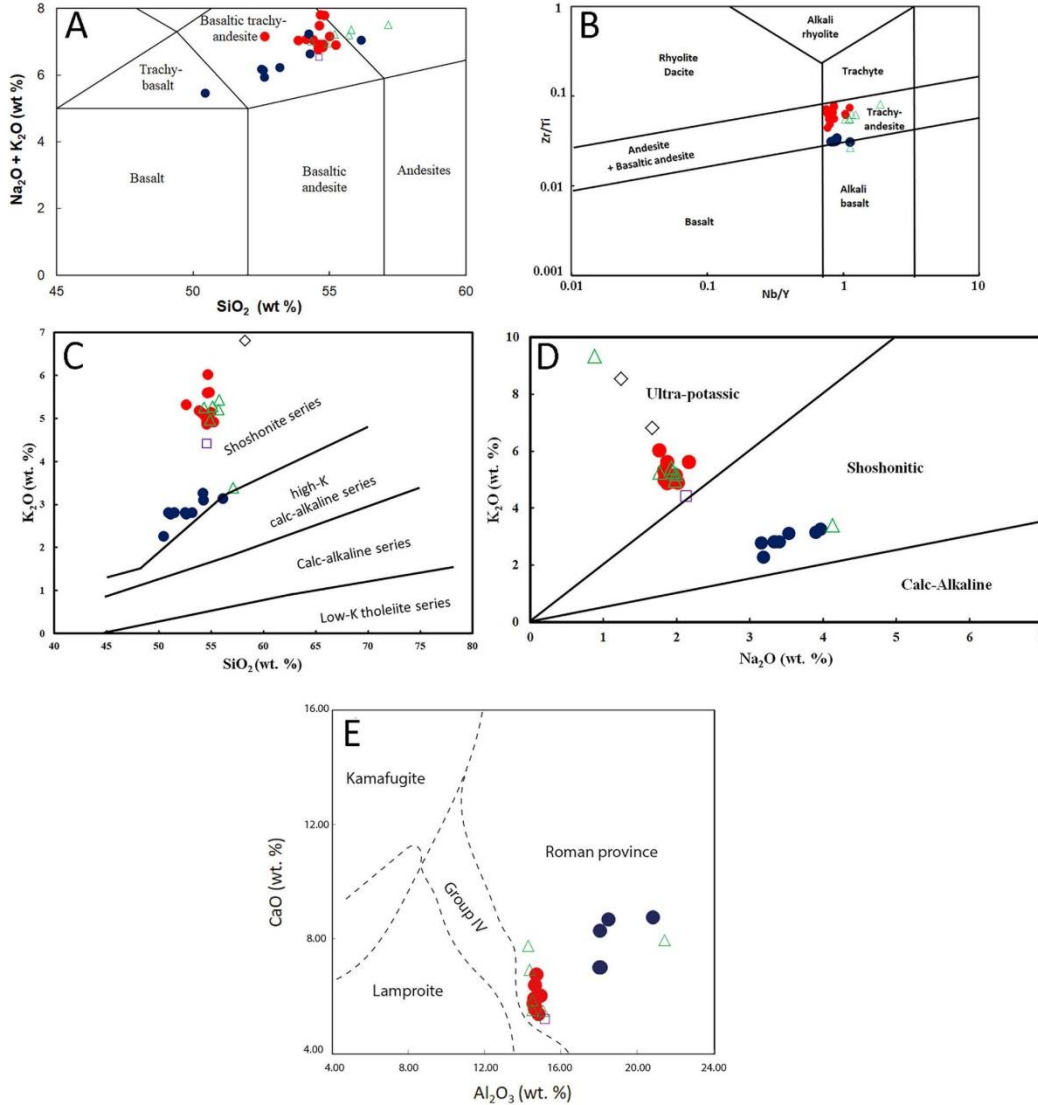


Fig. 6. Geochemical classification diagrams for ultrapotassic rocks and shoshonites from Kef Hahouner. Solid red circles: Lamproitic rocks from Kef Hahouner (this study); solid blue circles: shoshonites from Kef Hahouner (this study); open green triangles: Kef Hahouner rocks (Lustrino et al., 2016); open purple square: Kef Hahouner rock (Kaminsky et al., 1993); open black diamonds: lamproitic rocks from Koudiat el Anzazza (Vila et al., 1974). A: Total alkali-silica (TAS) diagram of Le Bas et al. (1986). B: Zr/Ti vs. Nb/Y diagram (Pearce, 1996). C: K₂O vs. SiO₂ diagram (Peccerillo and Taylor, 1976). D: K₂O vs. Na₂O diagram; ultrapotassic, shoshonitic and calc-alkaline fields are from Turner et al. (1996). E: CaO vs. Al₂O₃ diagram (Foley et al., 1987). Only samples with an LOI value of <4 wt% are plotted. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

calculated as hydroxides (portlandite, brucite, etc), the total weight becomes too low, suggesting that decarbonation was not complete. Carbonates in group B2 rocks are therefore probably xenoliths that have undergone partial firing in the lava at temperatures between 600 and 800 °C (Heap et al., 2013).

4.2.12. Interstitial glass

Interstitial glass occurs in sample KHL1 (group A rocks), where it appears as brownish areas in the matrix. Its composition varies from felsic with moderate Mg and Fe contents (point 66/1: SiO₂ = 76.6 wt%, MgO = 6.08 wt% and FeO = 6.07 wt%), to felsic with moderate Al and K contents (point 63/1: SiO₂ = 81.77 wt%, Al₂O₃ = 8.64 wt% and K₂O = 4.92 wt%), to almost pure silica (point 64/1: SiO₂ = 93.69 wt%).

4.2.13. Xenoliths

Group B2 rocks contain abundant quartzitic xenoliths and enclaves of aluminous and aluminosilicate mineral aggregates. The aluminous enclaves contain corundum needles associated with spinel, alumina silicate (point 92/1: Si_{0.995}Al_{2.006}O₅) and are surrounded by zoned chilled matrix.

4.3. Geochemistry

4.3.1. Major and trace element geochemistry, rock classification

The major and trace element data of the Kef Hahouner volcanics are provided in Supplementary Data (Table 1 in SM3).

The least altered samples of group A and group B1 and B2 igneous rocks have very restricted range of major element compositions (Group A: SiO₂ 53.3–53.8 wt%, Al₂O₃ 14.3–14.5 wt%, FeO_T 6.16–6.41 wt%, MgO 7.39–8.64 wt%, CaO 5.46–6.66 wt%, Na₂O 1.80–1.99 wt%, K₂O 4.78–5.06 wt%; and Group B1 and B2: SiO₂ 50.9–51.5 wt%, Al₂O₃ 17.5–17.9 wt%, FeO_T 6.22–6.68 wt%, MgO 6.25–6.51 wt%, CaO 6.79–6.80 wt%, Na₂O 3.07–3.30 wt%, K₂O 2.69–2.72 wt%). Group A samples are characterised by high MgO, K₂O, P₂O₅, Zr, Hf, LREE, Th and U and low Al₂O₃, CaO and Na₂O relative to group B1 and B2 samples. They also show a high Mg# (70 to 72), together with high Ni (mean of 173 µg.g⁻¹ [ppm]) and Cr (mean of 392 µg.g⁻¹) contents. On the other hand, Group B1 and B2 rocks have lower Mg# (66), Ni (mean of 143 µg.g⁻¹) and Cr (mean of 133 µg.g⁻¹) contents.

On the TAS (Total Alkali versus Silica) diagram (Fig. 6A; Le Bas et al., 1986), the Kef Hahouner igneous groups plot in the basaltic trachyandesite (shoshonite) and trachy-basalt (potassic trachy-basalt) fields. However, on the Nb/Y vs. Zr/Ti diagram of Pearce (1996) (Fig. 6B), they are plotted within the trachy-andesite field. The observed dispersed of the samples on the TAS diagram is most likely due to the input of secondary silica observed in the vesicles of the rocks (see Petrography section). On the SiO₂ versus K₂O diagram of Peccerillo and Taylor (1976), the analysed samples show two clusters within the shoshonite field (Fig. 6C). Cluster 1, corresponding to samples KHL1 to KHL15 of group A lithologies, is classified as highly shoshonitic (ultrapotassic) and cluster 2, corresponding to samples KHS1 to KHS8 of Group B1 and B2 rocks, shows the least shoshonitic lithologies. On the Na₂O vs. K₂O diagram (Fig. 6D), group A is classified as ultra-potassic, whereas samples from groups B1 and B2 are within the range of shoshonitic rocks. The ultrapotassic character of Group A lithologies is also indicated by their K₂O > 3 wt% and MgO > 3 wt%, as well as K₂O/Na₂O > 2 (Fig. 6D). Group B1 and B2 show instead lower K₂O/Na₂O (Fig. 6D) revealing a shoshonitic affinity (Foley et al., 1987). Group A has average K₂O/Na₂O, K₂O/Al₂O₃ and (K₂O + Na₂O)/Al₂O₃ ratios of 2.71, 0.35 and 0.48, respectively. These ratios are lower than those observed in lamproites according the criteria of Mitchell and Bergman (1991) (3, 0.8 and 1 respectively). Therefore, the Kef Hahouner igneous rocks, although ultrapotassic, cannot be classified as true lamproites; this was also the suggestion of Lustrino et al. (2016).

On the Al₂O₃ vs. CaO classification diagram of Foley et al. (1987) (Fig. 6E), the Kef Hahouner ultrapotassic rocks (Group A) fall at the

boundary between the range of Roman Province Type (Group III) and Group IV, representing the transition field between the Lamproites (Group I) and Roman Province Type (Group III) of Foley et al. (1987).

However, the presence of abundant sanidine, forsteritic olivine phenocrysts with chromian spinel inclusions and phlogopite in the groundmass of Group A rocks, in addition to their ultrapotassic character, brings them closer to lamproites more than any other magmatic rocks. Moreover, Kef Hahouner ultrapotassic rocks (Group A) are silica oversaturated (i.e., quartz normative), while Group B ones are silica saturated to oversaturated. This makes Kef Hahouner similar to many leucite-free, lamproite-like magmatic provinces occurring in the Central Mediterranean (Conticelli et al., 2015), but significantly different from Roman Province Type ultrapotassic rocks, that are silica undersaturated and often leucite bearing (Conticelli et al., 2015).

The observed high content of Al₂O₃ (average of 14.12 wt%) and relatively low content of K₂O (average of 4.96 %) compared to true lamproites (5–12 % Al₂O₃ and K₂O > 5 wt%) is most likely due to the presence of small amounts of plagioclase in Group A rocks, which appear to be intermediate between bona fide lamproites and shoshonites. The group A ultrapotassic lithologies are similar to the plagioclase-bearing ultrapotassic rocks of the volcanic province of Lesbos (Greece), described by Pe-Piper et al. (2014). They occur in a volcanic complex containing true lamproites and were described as having a lamproitic affinity. They named them “lamproitic rocks”. This nomenclature may be the best to characterise the Group A igneous rocks of Kef Hahouner.

Group B1 and B2 rocks have mineralogical and geochemical compositions of typical of shoshonites: (e.g., olivine and labradorite phenocrysts in a groundmass composed of sanidine, plagioclase and clinopyroxene; K₂O/Na₂O: 0.71–0.87 at 51 % SiO₂; Na₂O + K₂O: 4.98–6.85 wt%; low TiO₂; high Al₂O₃) (Morrison, 1980).

The volcanic sequence exposed at Kef Hahouner is thus composed of ultrapotassic rocks with a lamproitic affinity and shoshonites. In the following, we refer to Group A rocks as Ultrapotassic rocks and to Group B1 and B2 rocks as Shoshonitic rocks.

Chondrite-normalized REE patterns (Fig. 7A) are roughly parallel for both groups. The latter are strongly enriched in LREE relative to HREE, with La/Yb_N varying from 29.7 to 37.8 for ultrapotassic rocks and from 24.3 to 27.6 for shoshonitic rocks. They display flat pattern from Dy to Lu with Dy/Lu_N varying from 1.6 to 1.8 for ultrapotassic and from 1.1 to 1.3 for shoshonitic rocks. Furthermore, shoshonitic rocks are enriched in HREE relative to ultrapotassic samples. Ultrapotassic rocks show slight negative Eu-anomalies (Eu/Eu* = 0.66–0.78), whereas shoshonitic rocks display no significant Eu-anomaly (Eu/Eu* = 0.84–0.93).

Primitive mantle-normalized multi-trace element diagrams (Fig. 7B) of both igneous lithologies show strong enrichment in large ion lithophile elements (LILE), with negative Ta, Nb, Sr and Ti anomalies (Ta/Ta*: 0.1–0.3, Nb/Nb*: 0.1–0.3, Sr/Sr*: 0.3–0.6, Ti/Ti*: 0.4–0.8) and a positive Pb anomaly (Pb/Pb*: 1.9–2.8). The ultrapotassic rocks are characterised by extreme enrichment in Th (>1000 times primitive mantle), whereas shoshonites have slightly lower LILE and MREE contents than ultrapotassic rocks.

4.3.2. Sr-Nd-Pb isotope geochemistry

Bulk rock Sr-, Nd- and Pb-isotope data for selected samples from Ultrapotassic and Shoshonitic rocks are presented in Supplementary Data (SM4) and graphically illustrated in Fig. 8A-C.

The initial ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (Sr_i) and ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd (Nd_i) values of the rocks studied show a “crustal” isotopic signature common to Ultrapotassic rocks worldwide in general and to the Mediterranean in particular. The ultrapotassic rocks have higher ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr_i (~ 0.7095) and lower ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd_i (~ 0.51225) than the shoshonitic rocks (0.7061–0.7062 and 0.51242–0.51244 respectively). Compared with Mediterranean lamproites (Casalini et al., 2022a), the studied rocks have similar Sr–Nd isotopic compositions to those of the eastern Mediterranean province (Serbian and Macedonian lamproites, western Anatolian lamproites, and Greek lamproite-like rocks; Fig. 8A) which show lower ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr and

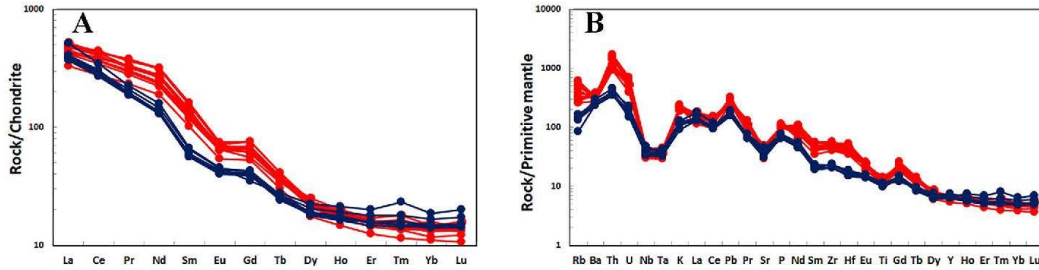


Fig. 7. Chondrite-normalized REE (A) and primitive-mantle-normalized incompatible element (B) patterns for the Kef Hahouner ultrapotassic (red circles) and shoshonitic (blue circles) rocks. The normalising values are taken from Sun and McDonough (1989). (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

higher $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ values than lamproite-like rocks from the western and central Mediterranean provinces (Spanish, Western Alps, Corsican and Tuscan lamproites) (Fig. 8A), as well as those from China.

The investigated rocks show high radiogenic Pb isotopic signatures [$(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i = (18.569\text{--}18.871$ for the Ultrapotassic rocks and $18.538\text{--}18.546$ for the Shoshonitic rocks), $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i = (15.652\text{--}15.656$ for the Ultrapotassic rocks and $15.649\text{--}15.659$ for the Shoshonitic rocks), $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i = (38.983\text{--}38.998$ for the Ultrapotassic rocks and $38.806\text{--}38.848$ for the Shoshonitic rocks)] (Supplementary data 4). They show high $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ over $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ relative to the Northern Hemisphere Reference Line (NHRL, Hart, 1984) and lie within the Mediterranean lamproite array (Fig. 8B; Casalini et al., 2022a), indicating the contribution of crustal recycled components in their mantle source. In the $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_i$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_i$ diagram (Fig. 8B), the studied rocks show the lowest $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_i$ values with respect to the values of the Mediterranean lamproites, and the highest $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}_i$ values in the $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}_i$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_i$ diagram (Fig. 8C), where the Mediterranean lamproites show an alignment along a trend starting from the composition of GLOSS (Plank and Langmuir, 1998) and deviating from the NHRL towards higher $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}_i$ at low $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_i$ (Casalini et al., 2022a) (Fig. 8C).

Overall, the isotopic composition of the studied rocks is differs significantly from that of anorogenic lamproites worldwide, which have a much lower radiogenic Pb isotope composition (e.g., $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} < 18$, not shown in Fig. 8, see Casalini et al., 2022a).

5. Discussion

5.1. Effects of alteration

Some of the rocks studied exhibit high loss on ignition (LOI) values. These correspond to: (i) ultrapotassic rocks showing the complete or partial replacement of olivine phenocrysts by alteration products, as well as those enriched in vesicles which are often filled with calcite and silica; and (ii) shoshonitic rocks where secondary calcite is abundant and replaces phenocrysts. Therefore, it is expected that these samples will show gains or losses in major elements, in relation to the abundance of ferromagnesian phenocrysts (mostly olivine) and calcite. Indeed, the LOI is clearly correlated with the contents of SiO_2 , MgO , CaO and Fe_2O_3 (not shown) in these rocks (Fig. 9). Conversely, alteration does not appear to have affected the abundance of other major components, such as Al_2O_3 , Na_2O and K_2O , given the lack of any correlation between these components and the LOI content (Fig. 9), in line with the petrographic observations showing no alteration of the alkali feldspar and plagioclase in the same samples. This is confirmed by the values of the Chemical Index of Alteration (CIA; Nesbitt and Young, 1982) and the Plagioclase Index of Alteration (PIA; Fedo et al., 1995), which are 27.55–46.27 and 21.35–45.58, respectively (Table 1 in SM3); these values are below 50,

indicating that the alkali feldspar or plagioclase have not been altered. Similarly, trace elements such as LILE (Sr, Rb, Ba), HSE (P, Zr, Y, Nb, Ta, Hf, Th) and REE do not appear to have been affected by alteration, given the parallel REE and multi-trace element patterns. These results are confirmed by Zr-element variation diagrams, which show no scatter in concentrations for most elements, except MgO , CaO and Fe_2O_3 in some samples (see Fig. 1 in SM3). Furthermore, diagrams such as the Chemical Index of Alteration (CIA) versus Plagioclase Index of Alteration (WIP) plot (Aksoy and Kibici, 2024) and the ternary FMW diagram (Ohta and Arai, 2007), which are often used to evaluate the degree of weathering of igneous rocks, indicate no significant alteration or weathering of the studied rocks (Figs. 2 and 3 in SM3).

5.2. Temperature and depth of the crustal magma chamber

The chemical composition of minerals in magmatic systems is often used as an indicator of the crystallisation conditions in magma chambers (e.g., Putirka, 2008). Here, we will use some of these thermobarometers to estimate the temperature and pressure conditions prevailing in the volcanic system of Kef Hahouner.

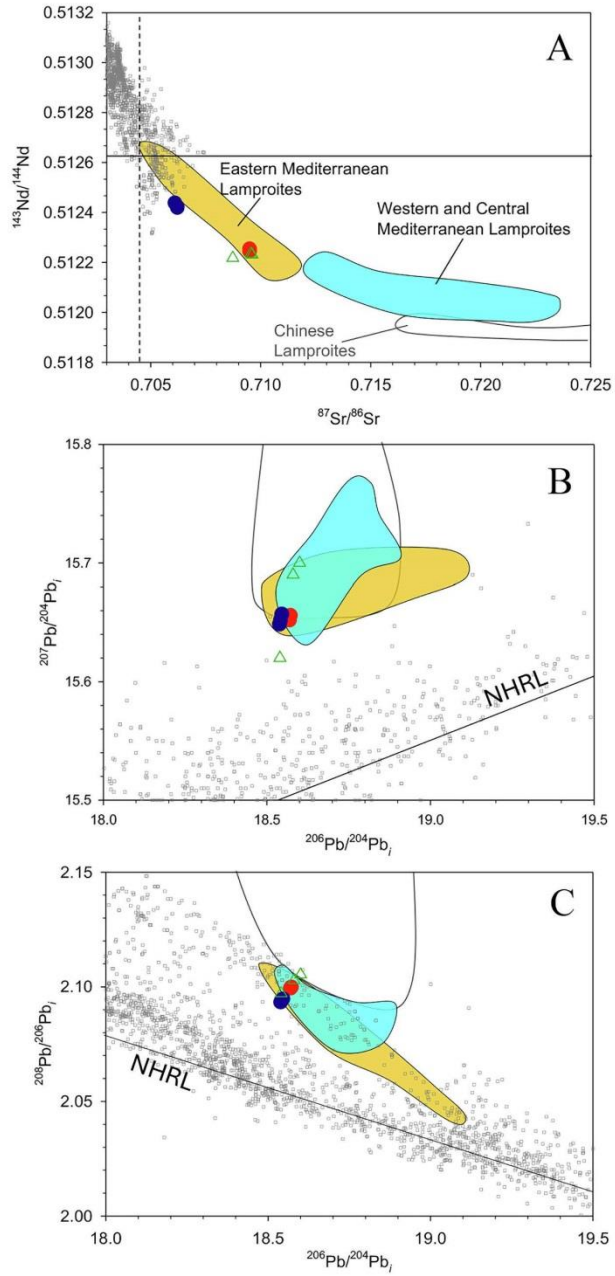
Firstly, we used the Al concentrations in olivine phenocrysts and their adjacent spinel inclusions to determine the co-crystallisation temperature using the Al-in-olivine thermometer of Coogan et al. (2014):

$$T(^{\circ}\text{C}) = \frac{10000}{0.575 + 0.884\text{Cr}\# - 0.897\ln(K_d)} - 273.15$$

where $K_d = \frac{\text{Al}_2\text{O}_3^{\text{olivine}}}{\text{Al}_2\text{O}_3^{\text{spinel}}}$ and $\text{Cr}\# = 100 \times \text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al})$.

As the Al-in-olivine thermometer has only been calibrated with low-Ti spinels, the olivine-spinel pair that can be used are points 158–154 for the KHL-1 sample (we exclude the pair 159–153 of this sample as spinel 153 is titaniferous) and 60–59 for the KHS-7 sample, which give co-crystallisation temperatures of 1182 and 1156 $^{\circ}\text{C}$, respectively.

Secondly, we used clinopyroxene-liquid thermobarometers (Putirka, 2008) to calculate the pressure (P) and temperature (T) at which clinopyroxene crystallises in the magma chamber (the details of the calculations and equations used can be found in SM5). These calculations yielded mean temperatures of 1190 $^{\circ}\text{C}$ (KHL-1 sample), 1143 $^{\circ}\text{C}$ (KHS-7 sample) and 1078 $^{\circ}\text{C}$ (KHS-2 sample) for the ultrapotassic intrusions, shoshonitic intrusions and shoshonitic lava, respectively. These high temperatures explain the sub-calcic composition and Al^{IV} -richness of the clinopyroxene in these rocks (see Section 4.2.2). The mean pressures calculated were 5.6 kbar, 6.6 kbar and 3.2 kbar, respectively. Using the eq. $D(\text{km}) = 5 + 3.02 \times P(\text{kbar})$, proposed by Scarrow and Cox (1995), the corresponding storage depths of the magma chamber were found to be 21.9 km, 15.3 km and 14.7 km for the ultrapotassic intrusions, shoshonitic intrusions and shoshonitic lava, respectively. However,



(caption on next page)

Fig. 8. Initial Sr–Nd–Pb isotope composition of Kef Hahouner ultrapotassic rocks and shoshonites. Solid red circles: Lamproitic rocks from Kef Hahouner (this study); solid blue circles: shoshonites from Kef Hahouner (this study); open green triangles: Kef Hahouner rocks (Lustrino et al., 2016); grey squares MORB and OIB (Stracke et al., 2003). The isotopic composition of orogenic lamproites and lamproite-like rocks are reported for comparison as fields (data source from Casalini et al., 2022a and references therein, and Pe-Piper et al., 2014), namely: Western and central Mediterranean area (cyan field: Corsica, Western Alps, Tuscany and Spain), Eastern Mediterranean region (pale orange field: i.e., Serbia, Macedonia, Greece and western Anatolia), Chinese lamproite-like rocks. A: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. B: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. C: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. (NHRL: North Hemisphere Reference Line from Hart, 1984). (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

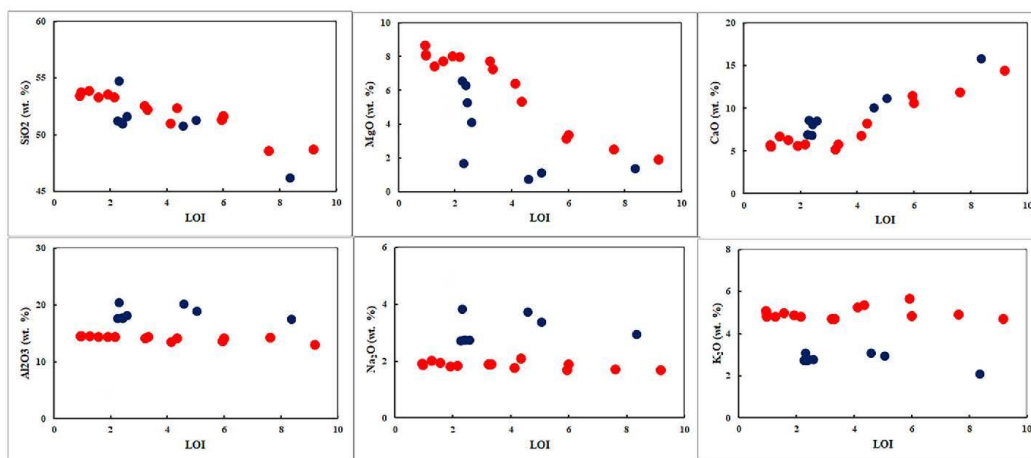


Fig. 9. Loss on ignition (LOI) vs. the main major components (SiO_2 , MgO , CaO , Al_2O_3 , Na_2O and K_2O) of the Kef Hahouner ultrapotassic rocks (solid red circles) and shoshonites (solid blue circles). (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

these results should be interpreted with caution, as the Fe–Mg exchange coefficient of all the samples is higher or lower than the expected value of 0.28 ± 0.08 (Putirka, 2008) for clinopyroxenes in equilibrium with magma (column BH, SM5). The results for ultrapotassic (KHL-1) and shoshonitic (KHS-2) rocks can be considered, as their $K_d(\text{Fe–Mg})^{\text{cpx-liq}}$ values (0.42–0.53 for KHL-1 and 0.12–0.15 for KHS-2) fall within the 0.04–0.68 range required by Putirka (2008). The fact that none of the studied clinopyroxenes are in equilibrium with the bulk-rock composition suggests that they crystallised from a differentiated interstitial magma. This is consistent with the petrography of the studied rocks, which shows that all the clinopyroxenes crystallised from the interstitial matrix, as there are no Cpx phenocrysts present. Putirka's (2008) two pyroxene thermobarometers (Cpx and Opx) cannot be used for sample KHS-7, the only sample containing Opx, as the $\text{Mg}\#$ of the Cpx in this sample (62–66.2) is less than the recommended value of 75.

Finally, plagioclase-liquid geothermometry (Putirka, 2008) was used to determine the temperature at which the plagioclase crystallised within the magma chamber. This model involves inputting mineral chemistry data on plagioclase that have achieved equilibrium with a melt, which was assumed to be represented by the bulk-rock composition. Given that this geothermometer is slightly pressure-dependent, an arbitrary pressure of 10 kbar was used. The approximate crystallisation temperature for plagioclase feldspars (Eq. (24a) of Putirka, 2008; SM5) was evaluated using the equilibrium constant for Ab–An exchange (Putirka, 2008), with values for $K_d(\text{Ab–An})^{\text{pl-liq}}$ of 0.27 ± 0.11 at $T > 1050$ °C and 0.10 ± 0.05 at $T < 1050$ °C. Since the plagioclase crystal cores formed at a greater depth than their rims, which crystallised after the melt ascended to a shallower location, the crystallisation temperature was calculated for both. In shoshonitic rocks, the $K_d(\text{Ab–An})^{\text{pl-liq}}$ values for plagioclase cores are within 0.27 ± 0.11 , with a mean of 0.37 for shoshonite lava flows and 0.24 for shoshonite intrusions. This

suggests that the plagioclase cores were in equilibrium with the bulk-rock composition. Accordingly, samples KHS-2 (shoshonite lava flow) and KHS-7 yielded mean temperatures of 1086 °C and 1125 °C, respectively. Conversely, the composition of the bulk rock is not representative of the melt with which the plagioclase crystal rims were in equilibrium (SM5), which can easily be explained by the removal of the early crystals from the melt, in particular the plagioclase cores. The ultra-potassic rock (sample KHL-1) yielded a $K_d(\text{Ab–An})^{\text{pl-liq}}$ value of 0.32, with a mean temperature of 1039 °C, which is below 1050 °C. This indicates that the plagioclase in this sample is not fully in equilibrium with the bulk-rock composition.

The results obtained indicate the following: (i) the crystallisation temperature of the early minerals (olivines and spinels) in the ultrapotassic magmas at Kef Hahouner is higher than in the shoshonitic magmas, suggesting that the magma chamber is deeper for the ultrapotassic rocks. (ii) The crystallisation temperature of plagioclase phenocrysts in shoshonitic rocks appears to be the same as that of olivine (sample KHS-7) and clinopyroxene (sample KHS-2). Synchronous crystallisation of plagioclase phenocrysts and early mafic minerals appears to have occurred in these rocks. On the other hand, the crystallisation temperature of plagioclase in ultrapotassic rocks is much lower than that of olivine, suggesting that crystallisation occurred at shallower depths.

5.3. Petrogenesis

The mineralogical and geochemical features of the Kef Hahouner volcanics, in particular the presence of high-Fo olivine phenocrysts containing Cr-rich spinel inclusions, and the high contents of compatible elements (Ni, Cr), indicate that these rocks are of mantle origin. The almost homogeneous values of major elements in the unaltered samples studied, as well as the much higher trace element concentrations in these

rocks compared to those of the continental crust rule out any observed fractional crystallisation or crustal contamination/assimilation during the genesis of these igneous rocks. Moreover, their enrichment in incompatible trace elements, such as Th, U, LREE and LILE, their depletion in HREE and their Sr-Nd-Pb isotopic compositions are similar to those of the peri-Mediterranean lamproitic rocks and the coeval shoshonitic magmatism. Furthermore, Mediterranean lamproites and other Tethyan lamproites (e.g., China) have, as a whole, a clearly distinct signature when compared to both other orogenic ultrapotassic rocks and anorogenic lamproites: they display a positive correlation between Th/La and Sm/La (Tommasini et al., 2011). On the Th/La vs. Sm/La diagram (Fig. 10A), the compositions of the Kef Hahouner igneous rocks fall within the field of Mediterranean lamproites. Their composition lies between the recycled subducting sediment component with low Sm/La and Th/La (GLOSS) and the high Th/La and Sm/La component (termed SALATHO by Tommasini et al., 2011). The shoshonitic facies is much closer to GLOSS, whereas ultrapotassic rocks show higher Th/La and Sm/La values and tend to shift towards the SALATHO component. On the Rb/Sr vs. Ba/Rb diagram (Fig. 10B), the ultrapotassic and shoshonitic rocks of Kef Hahouner also show a clear negative correlation, which is characteristic of the Mediterranean and Tethyan Realm lamproites (Tommasini et al., 2011; Casalini et al., 2022a), with the shoshonitic group showing higher Ba/Rb values than

the ultrapotassic rocks.

The isotopic signature of the rocks studied confirms the influence of the SALATHO component in their genesis. The Kef Hahouner rocks lie within the Mediterranean lamproite domain on the Th/La vs. $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}_i$ diagram (Fig. 10C) as well as in the $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}_i$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_i$ diagram (Fig. 8C), where the studied rocks plot the mixing array from the GLOSS component to the inferred SALATHO end-member. The position of the Kef Hahouner rocks at high $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}_i$ compared to the Mediterranean lamproites (though not as high as Chinese ones, Fig. 10) confirms the older age suggested by Tommasini et al. (2011) for the formation of the SALATHO component, which suggests the involvement of ancient African crust.

Following the work of Foley et al. (1987), it has been proposed that the ultrapotassic magmas originate from the partial melting of mantle rocks previously enriched in incompatible elements by subduction. In particular, Foley (1992) emphasised the crucial role of the veined lithosphere in the origin of the ultrapotassic/potassic magmas. Subsequent works (e.g., Prelević et al., 2008; Conticelli et al., 2009; Conticelli et al., 2011; Lustrino et al., 2011; Tommasini et al., 2011; Prelević et al., 2012; Pe-Piper et al., 2014; Conticelli et al., 2015; Lustrino et al., 2016; Casalini et al., 2022a; Bracco Gartner et al., 2023) have addressed the nature of the metasomatic agents, the style of metasomatism and the relationship between the coeval high-K calc-alkaline, shoshonitic,

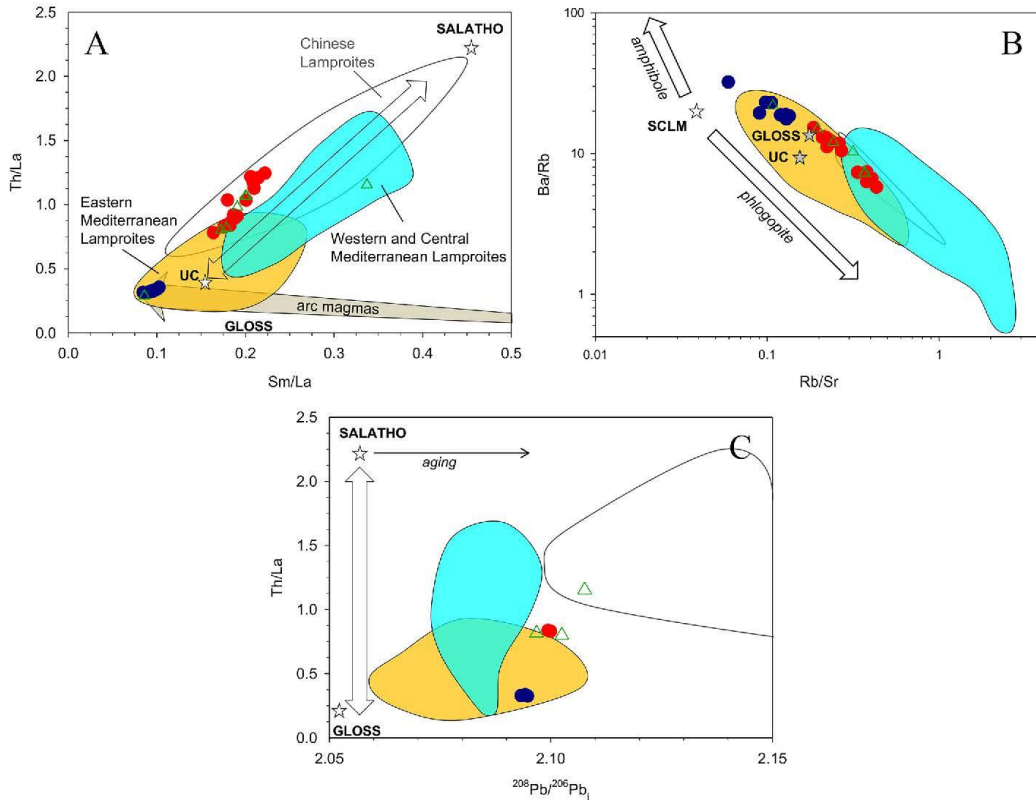


Fig. 10. Incompatible trace element ratios and $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}_i$ of the Kef Hahouner ultrapotassic rocks and shoshonites (symbols and fields as in Fig. 8). A: Th/La vs. Sm/La diagram. B: Ba/Rb vs. Rb/Sr diagram. C: Th/La vs. $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}_i$ diagram. Subcontinental Lithospheric Mantle (SCLM) from McDonough (1990); Upper Crust (UC) from Rudnick and Gao (2003); GLOSS from Plank and Langmuir (1998). The high Sm/La and Th/La component (SALATHO) is from Tommasini et al. (2011).

ultrapotassic and bona fide lamproitic rocks in the Mediterranean and surrounding regions. Recent syntheses and studies (e.g., Casalini et al., 2022a; Bracco Gartner et al., 2023) indicate that the Mediterranean lamproites and their associated ultrapotassic and shoshonitic rocks originated from a metasomatised mantle source region modified by at least two components, namely i) lawsonite-bearing metasediments (the SALATHO) derived from ancient subduction episodes, and ii) pelitic K-rich sediments supplied by recent subduction. These metasomatic components generated a network of veins with variable geochemical, isotopic and mineralogical compositions within the peridotite lithospheric mantle (Avanzinelli et al., 2020). The magmatic cocktails observed in the Kef Hahouner region would result from the partial melting of these veins and the surrounding lithospheric mantle.

In this context, the origin of Kef Hahouner ultrapotassic and shoshonitic rocks, which are spatially and temporally related, fits well with the vein-plus-wall rock melting model of Foley (1992). The Kef Hahouner ultrapotassic melts have a higher $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and are more enriched in K_2O and incompatible trace elements and more depleted in Al_2O_3 , Na_2O and CaO compared with the Kef Hahouner shoshonitic melts. This can be partly explained by two partial melting events mixing variable contributions from the veins and the host peridotite, with a greater contribution from the veins in the generation of the ultrapotassic magma. Increasing partial melting of the surrounding mantle component dilutes the ultrapotassic component, producing the shoshonitic magma. Furthermore, the temporal sequence from the high K/incompatible trace element ultrapotassic towards the less enriched shoshonitic rocks at Kef Hahouner, as indicated by geochronology (K–Ar ages of 10.9 ± 0.5 Ma and 9.3 ± 0.5 Ma, respectively: Bellon et al., 1977) and stratigraphy (ultrapotassic rocks at the lower part of the lava pile base and shoshonites at the top, separated by Miocene red sediments) is in excellent agreement with the vein-plus-wall rock melting model, which predicts that the eruptive episode is characterised by depletion of K and incompatible elements over time (Foley, 1992), and has been suggested for other ultrapotassic and shoshonitic magmatic association with similar lamproitic affinity and time sequence (Conticelli et al., 2011). In summary, we suppose that the Kef Hahouner volcanic suite is the result of the increasing partial melting of the metasomatised mantle source in which the ambient mantle component dilutes the alkaline-rich component derived by the partial melting of the metasomatic vein, explaining the passage from ultrapotassic to shoshonite magma.

5.4. Comparison with the North-African Cenozoic magmatic belt

As mentioned in Section 2.2., the coastal areas to the north of the Kef Hahouner region were the site of Miocene magmatic activity that reached its climax around 17 Ma ago (Abbassene et al., 2016). This magmatism belongs to the vast North-African Cenozoic magmatic belt (Chazot et al., 2017), whose origin is closely linked to the geodynamic processes that led to the formation of the Maghrebides chain. The suite of Miocene magmatic rocks exposed to the north of Kef Hahouner consists of, from west to east: (i) the Oued Amizour massif, composed of felsic to intermediate plutonic, subvolcanic and volcanic rocks (andesites, microgranites, granodiorites, and aplites) along with pyroclastic materials (Laouar et al., 2018); (ii) the El Aouana volcanic massif, which contains intermediate to felsic volcanic (andesites and dacites) and subvolcanic rocks (microdiorites and microgranodiorites; Hamlaoui et al., 2020); (iii) the volcano-plutonic complex of Collo-Cap Bougaroum, composed mainly of felsic rocks (peraluminous granites and associated microgranodiorites, microdiorites and rhyolites), as well as and rare mafic materials (gabbros, microgabbros and dolerites) (Abbassene et al., 2016); (iv) the Filfila granite complex, consisting of a granite pluton and adjacent microgranites, and aplite dykes (Bouabsa et al., 2010); (v) the Edough-Cap de Fer magmatic complex, which consists mainly of microgranodiorites and andesites, with minor dacites, rhyolites and diorites (Laouar et al., 2005, 2002; Abbassene et al., 2019). All of these magmatic rocks are intruded within the internal zones of the

Maghrebides or are emplaced at the suture zone between the internal and external zones. Geochemically, these rocks are predominantly of a high- to medium-K calc-alkaline composition with a strong subduction-collision signature (Chazot et al., 2017, and references therein).

Petrographically, the Kef Hahouner magmatic rocks do not correspond to any of these igneous lithologies. The mineralogical composition of the Kef Hahouner ultrapotassic rocks (olivine phenocrysts in a matrix composed of sanidine, Ca-plagioclase, Cpx and phlogopite) and shoshonitic rocks (olivine, Ca-plagioclase and phlogopite phenocrysts in a matrix composed of sanidine, Ca-plagioclase, Cpx + Opx) makes it difficult to assign a clear petrographic name to them. None of these rock types are known in the Miocene igneous province that outcrops north of Kef Hahouner.

Geochemically, the Kef Hahouner volcanics differ from the Miocene calc-alkaline rocks of northeastern Algeria by their significantly high K_2O content and notable LREE and LILE (Rb, Ba, Sr, La) enrichment (Fig. 11A and B). On the Th/Yb vs. Nb/Yb diagram (Fig. 11C), the Miocene calc-alkaline rocks of northeastern Algeria plot partly in the continental arc rocks, whereas the ultrapotassic and shoshonitic rocks of Kef Hahouner are highly enriched compared to the continental arc rocks. Isotopically, the ultrapotassic and shoshonitic rocks of Kef Hahouner have the lowest $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ at $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ values compared to the Miocene calc-alkaline rocks of northeastern Algeria (Fig. 11D). The high radiogenic Sr compositions of the Miocene calc-alkaline rocks of northeastern Algeria are attributed to crustal contamination and local anatexis (Chazot et al., 2017). Pb isotopic compositions are not available for the Miocene calc-alkaline rocks of northeastern Algeria. As with their petrography, the chemical and isotopic compositions of the studied rocks are unique among the Miocene igneous rocks of northeastern Algeria.

The spatio-temporal characteristics of the Kef Hahouner volcanism are also noteworthy as it represents the southernmost and youngest occurrence Miocene magmatism in northeastern Algerian ($10.9\text{--}9.3$ Ma for the Kef Hahouner volcanism compared to the entire magmatic activity, range of 17–13 Ma).

Of all the rocks in the North African Cenozoic magmatic province, the only rocks that show petrological and geochemical similarities with the Kef Hahouner shoshonites are the shoshonites/laites of the Gourougou volcanic massif in Morocco (Hernandez, 1986). However, the latter show a relatively low Mg# (between 39 and 56) and extremely low Ni and Cr contents (Gill et al., 2004) indicating that they are the product of assimilation-fractional crystallisation (AFC).

In conclusion, the petrological and geochemical features of the Kef Hahouner ultrapotassic and shoshonite rocks indicate that they have no real equivalent in the entire North African Cenozoic magmatic belt.

5.5. Geodynamic implications

Several tectono-magmatic models have been proposed to explain the origin of the Miocene magmatism in northeastern Algeria. The most widely accepted of these involves a process of slab break-off along northern Africa, which led to the emplacement of detachment-related magmatism in the region (Maury et al., 2000; Coulon et al., 2002; Laouar et al., 2005; Chazot et al., 2017). Specifically, this model proposes the following stages:

- (i) The NW-dipping subduction of the Tethys oceanic slab beneath the continental terrane of Lesser Kabylia. This subduction process is thought to have been responsible for the metasomatism of the Kabylia lithospheric mantle prior to the collision between the Kabylia terrane and the North African passive margin.
- (ii) The collision between the aforementioned plates took place during the Burdigalian (about 17 Ma ago), leading to the detachment of the oceanic Tethyan slab. In response to the slab break-off, upwelling of the asthenosphere occurred, resulting in the thermal erosion of the Kabylia lithosphere and the partial

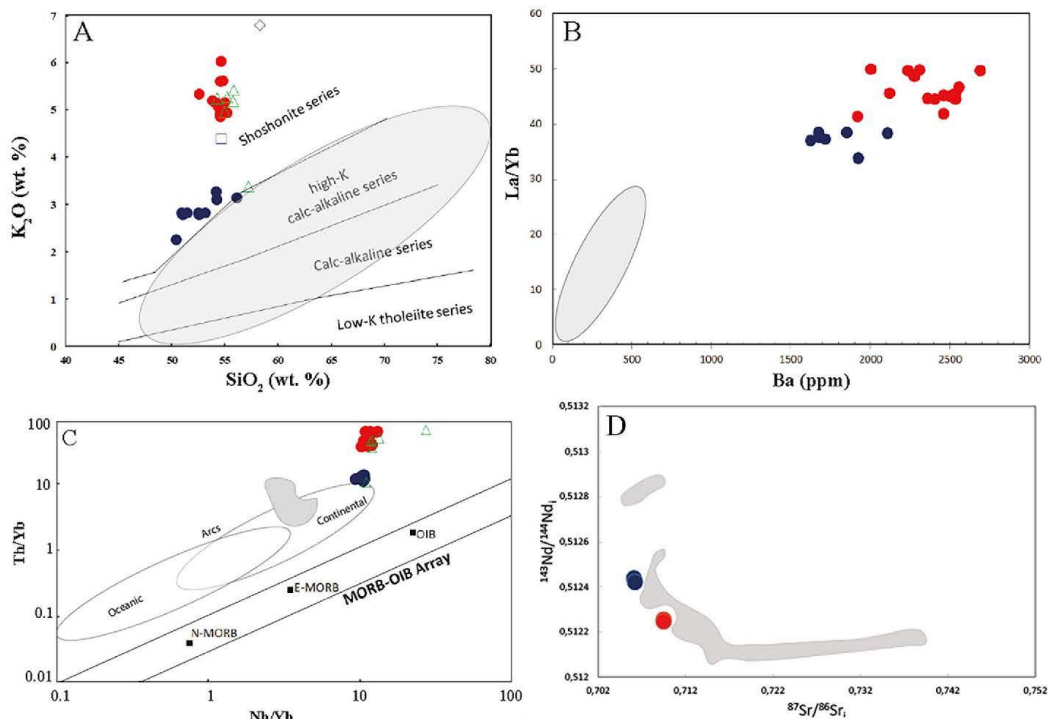


Fig. 11. Geochemical diagrams comparing the ultrapotassic-shoshonitic rocks of Kef Hahouner (symbols as in Fig. 5) and the Miocene magmatic rocks of north-eastern Algeria (light-grey domain). A: K_2O vs. SiO_2 diagram (the light-grey domain is from Chazot et al., 2017). B: La/Yb vs. Ba diagram (the light-grey domain is from Chazot et al., 2017). C: Th/Yb vs. Nb/Yb diagram (Pearce, 2014) (the light-grey domain is from Bouabsa et al., 2010; Abbassene et al., 2019; Laouar et al., 2018; Hamlaoui et al., 2020). D: $^{143}Nd/^{144}Nd$, versus $^{87}Sr/^{86}Sr_1$ diagram (the light-grey domain is from Chazot et al., 2017).

melting of the previously metasomatised Kabylian lithospheric mantle. The magma generated by this process was emplaced within the Maghrebide (Alpine) chain in a post-collision compressional context, producing older S-type granitoids with significant crustal contamination. This was followed by the emplacement of relatively younger magmas in an extensional regime producing I-type signature granitoids.

- (iii) The cessation of magmatism at the end of the Serravallian is likely due to the thermal re-equilibration and cooling of the lithosphere and asthenosphere beneath the Kabylian microplate (Chazot et al., 2017).

This tectono-magmatic model appears to explain most of the main characteristics of Miocene magmatism in northeastern Algeria. Prolonged magmatic activity at both extremities of the North-African Cenozoic magmatic belt after the Tortonian is generally explained by the propagation of the slab detachment to the east (Tunisia) and to the west (Oranie/Morocco) (Maury et al., 2000; Coulon et al., 2002).

The ultrapotassic and shoshonitic volcanism of Kef Hahouner has not been considered in any of the slab break-off models cited in the literature. Furthermore, some of the major tectonic events that have affected the Maghrebide chain in northeastern Algeria during the Tortonian seem to be inconsistent with the apparent tectonic quiescence predicted by the slab break-off model at that time. Indeed, Recanatì et al. (2019) recently highlighted the rapid, major, multi-kilometre exhumation of the Kabylian domain during the Tortonian. These authors interpreted

this event as a consequence of the onset of south-dipping subduction north of the Lesser Kabylia domain. However, there is no trace of this subduction in the recent geological record, whereas a recent thermo-mechanical modelling study (Hamai et al., 2018) suggests that subduction may have begun along the inverted North African margin of Algeria. Moreover, the Tortonian coincided with the onset of the formation of large basins in northeastern Algeria, such as the Constantine Miocene basin and the adjacent Guelma Plio-Quaternary pull-apart basin (Coiffait, 1992; Maouche et al., 2013). All of these events seem to be related. The base of the sedimentary infill of the Constantine basin, for example, consists of molassic sediments probably derived from the erosion of the northern hilly terrain formed by the exhumation of the Kabylian basement. The ultrapotassic and shoshonitic volcanism at the Kef Hahouner occurred on top of this molassic formation. It is therefore inferred that the formation of the Constantine Basin and the contemporaneous Kef Hahouner volcanism occurred as a consequence of lithospheric extension due to isostatic readjustment in response to the erosion of the exhumed Kabylian domain. The KHDD major fault is also a key piece in this context, since it delineates the northern boundary of the Constantine and Guelma basins and served as the pathway by which the Kef Hahouner mantle magmas reached the surface. Tectono-magmatic models of the Miocene geodynamic evolution of the Maghrebide chain must therefore be able to integrate all of these elements.

It is concluded that the triggering of the ultrapotassic and shoshonitic volcanism in the Kef Hahouner area is probably related to an extensional episode along the KHDD fault zone, in response to the Tortonian multi-

kilometre exhumation and subsequent erosion of the Kabylean basement immediately north of the study area. Evidence for this event comes from the nearly contemporaneous basal red continental molassic formation (Kef Mguerguet conglomerates) of the Constantine Basin, which is capped by the ultrapotassic and shoshonitic lavas of Kef Hahouner. Furthermore, this extensional event probably represents the initial stages of a larger extensional collapse recently documented in northern Tunisia, which migrated eastwards from the Late Miocene until the

Pliocene in response to eastward propagating slab tearing (Booth-Rea et al., 2018, 2023). In addition, the strike-slip KHDD fault may represent the surface expression of the subduction-transform edge propagator (STEP) fault associated with the eastward slab rollback of the subduction front of the Maghrebides. Indeed, the nature of the volcanism at Kef Hahouner, which indicates rapid magma ascent from the mantle and its emplacement within the KHDD fault, suggests that this fault is deep-seated in the lithosphere. In the context of the geodynamic setting of

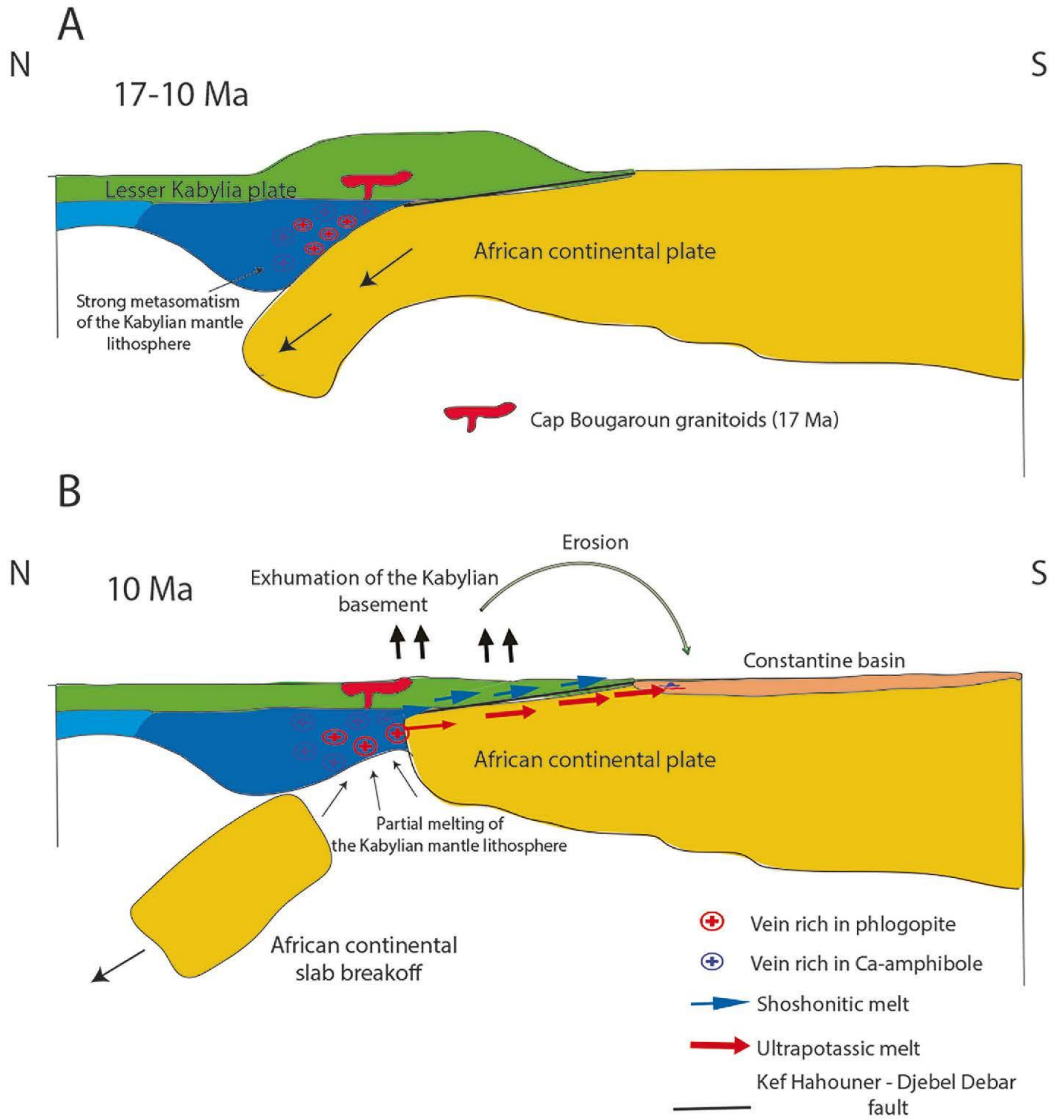


Fig. 12. Sketch geological sections showing a possible post-collisional tectono-magmatic scenario in the study area between 17 and 10 Ma. A: Subduction of the African continental margin beneath the Kabylean domain at 17–10 Ma. B: Breakoff of the subducting African continental margin at 10 Ma, followed by the exhumation and erosion of the Kabylean basement, and the emplacement of the Kef Hahouner ultrapotassic and shoshonitic rocks at Kef Hahouner.

the Maghrebide chain and the Alpine orogeny in the western Mediterranean region, this lithospheric fault can only be a STEP fault, equivalent to the dextral strike-slip Socovos Fault in the eastern Betics in southern Spain (Pérez-Valera et al., 2013) and to the Neogene STEP that separates the Anatolian and Aegean microplates in northeast Aegean Sea (Pe-Piper et al., 2014). In both cases, ultrapotassic and shoshonitic lavas are associated with these major geological structures.

Nevertheless, the problem of explaining the occurrence of these major events in the Tortonian within the regional geodynamic context of the Maghrebides remains. A major exhumation episode followed by ultrapotassic/shoshonitic magmatism is consistent with the geodynamic context of lithospheric slab break-off (Davies and von Blanckenburg, 1995). In addition, recent research (Palmer et al., 2019) indicates that the timing of ultrapotassic volcanism either coincides with slab break-off or occurs shortly afterwards. Furthermore, the highly enriched mantle sources of the Kef Hahouner volcanism require a strong recent metasomatic episode in the source region induced by slab subduction. However, as emphasised by Recanati et al. (2019), these events cannot be attributed to the detachment of the Tethyan slab, which occurred much earlier.

To reconcile our new data with the current tectono-magmatic models, we propose a new geodynamic model involving a second lithospheric removal event that occurred during the Tortonian (Fig. 12). Following the break-off of the Tethyan oceanic slab in the Upper Burdigalian, continental subduction took over, involving the subduction of the African continental margin beneath the Kabylia domain. This subduction resulted in a strong metasomatic event in the underlying Kabylia mantle lithosphere, since the subducted continental crust is a major source of volatiles and incompatible elements (Borghini et al., 2023). Continental subduction is also believed to play a key role in generating of ultrapotassic magmatism (Soder and Romer, 2018; Tang et al., 2022; Borghini et al., 2023). This could account for the lack of ultrapotassic magmatism among the Miocene igneous rocks of northeastern Algeria, which are related to the partial melting of the Kabylia mantle lithosphere metasomatised by the oceanic Tethyan slab. Conversely, the highly enriched ultrapotassic/shoshonitic volcanism of Kef Hahouner resulted from the melting of a more enriched mantle source metasomatised by a continental slab. Continental subduction occurring between the Burdigalian and the Tortonian also explains why there was minor magmatic activity during this period in northeastern Algeria. This second subduction ended in the Tortonian with the break-off of the subducting African continental margin. This event led to the exhumation of the Kabylia basement in the Tortonian, followed by the emplacement of the ultrapotassic/shoshonitic magmatism at Kef Hahouner. It is worth noting that two slab segments have been imaged beneath eastern Algeria (Fichtner and Villasenor, 2015). The first one lies beneath the Algerian coast and probably represents the remnant of the Tethyan oceanic slab. The second is located beneath the Khenchela and Constantinois regions in northeastern Algeria, immediately south of the Kef Hahouner area (Radi et al., 2017; Radi and Yelles-Chaouche, 2022) and may represent the detached subduction slab of the African continental plate. Continental subduction is often invoked to explain tectono-magmatic events in the Alpine-Himalayan orogenic belt, especially in the Himalayan-Tibetan orogen (Mahéo et al., 2002), where several studies have shown evidence of subduction of the Indian continental slab beneath the Lhasa terrane after the break-off of the Neotethys oceanic slab (Hao et al., 2022, and references therein).

Finally, to adopt the words of Pérez-Valera et al. (2013) regarding the Spanish Socovos fault, which shares many similarities with the KHDD fault, the latter may represent the surface expression of the tear fault associated with the southern edge of the African subducted lithospheric slab.

6. Conclusions

This study presents detailed field observations, petrography, mineral

chemistry, whole-rock geochemistry and Sr-Nd-Pb isotopic data of the Kef Hahouner volcanic rocks. From these findings, we conclude that:

- The Kef Hahouner volcanic massif exhibits two lithological types: volcanic flows, and NW-SE trending volcanic intrusions. These rocks were emplaced at the top of the lower molassic formation of the Constantine basin.
- Petrographic, mineralogical, geochemical and isotopic investigations reveal two groups of volcanic rocks: ultrapotassic rocks and shoshonites.
- The Kef Hahouner volcanic suite displays several similarities with Mediterranean lamproites, especially those in the eastern Mediterranean. This requires a lithospheric mantle source strongly enriched (in a vein network) by two metasomatic agents; the older one was responsible for the SALATHO signature of these rocks, whereas the more recent pelitic K-rich agent is provided by recent subduction. The transition from ultrapotassic to shoshonitic magmas is most likely the result of increasing partial melting of a strongly metasomatised mantle source, whereby the ambient mantle component dilutes the alkaline-rich component derived from the partial melting of the vein.
- Compared to the rocks of the North African Cenozoic magmatic belt, and to the Miocene magmatic rocks of the northeastern Algeria in particular, the Kef Hahouner ultrapotassic and shoshonite rocks have no equivalent in the entire province.
- To explain the recent strong metasomatic episode in the source region, as well as the formation and emplacement of the ultrapotassic rocks and shoshonites, we propose a geodynamic model that suggests a subduction of the African continental margin below the Kabylia domain and its break-off during the Tortonian. The observed Kef Hahouner-Djebel Debar fault may represent the surface expression of the tear fault associated with the southern edge of the African subducted lithospheric slab.

Supplementary data to this article can be found online at <https://doi.org/10.1016/j.chemer.2025.126313>.

CRedit authorship contribution statement

Mohamed Yacine Laghouag: Writing – review & editing, Writing – original draft, Visualization, Validation, Methodology, Investigation, Formal analysis, Data curation, Conceptualization. **Mouley Charaf Chabou:** Writing – review & editing, Writing – original draft, Visualization, Validation, Supervision, Project administration, Methodology, Investigation, Funding acquisition, Formal analysis, Data curation, Conceptualization. **Gaston Godard:** Writing – review & editing, Visualization, Validation, Methodology, Investigation, Formal analysis. **Riccardo Avanzinelli:** Writing – review & editing, Visualization, Validation, Methodology, Formal analysis. **Martina Casalini:** Writing – review & editing, Visualization, Validation, Methodology, Formal analysis. **Rabah Laouar:** Writing – review & editing, Visualization, Validation, Supervision. **Carlos J. Garrido:** Writing – review & editing, Visualization, Validation, Project administration, Formal analysis, Data curation.

Declaration of competing interest

The authors declare no conflict of interest. The funders had no role in the design of the study; in the collection, analyses, or interpretation of data; in the writing of the manuscript, or in the decision to publish the results.

Acknowledgments

This study was carried out as part of the FP7-IRSES-612572 project "MEDYNA" (Maghreb-EU research staff exchange on geodynamics,

geohazards, and applied geology in North-west Africa”), within Work Package 3: Deep Structures and Mantle Processes, Task.3.3: Investigating volcanism to constrain the recent geodynamic evolution and deep mantle composition. The authors thank the Algerian *Direction Générale de la Recherche Scientifique et du Développement Technologique* (DGRSDT) for funding this work. Mohamed Yacine Laghouag and Mouley Charaf Chabou were supported by the *Ministère de l’Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique*, PRFU project n°E04N01UJN190120180001. Mohamed Yacine Laghouag’s stay at the IGP (Paris, France) was supported by a grant from an Algerian high-level training programme (PNE, n°422/2019-2020). The isotope measurements at DST Unifi (Florence, Italy) were funded by the MUR-PRIN 2022 grant 2022PC9NME (“TRANSIENT”), awarded to Martina Casalini. We would like to express our gratitude to Mayank Shukla and an anonymous reviewer, whose valuable suggestions have greatly enhanced the content and discussion of this manuscript. The quality of the first version of this manuscript was significantly improved by the comments and suggestions of Sandro Conticelli. We would also like to thank Sanjeet K. Verma and Astrid Holzheid for their comments and editorial handling.

References

- Abbassene, F., Chazot, G., Bèlon, H., Bruguier, O., Ouabadi, A., Maury, R.C., Deverchère, J., Bosch, D., Monié, P., 2016. A 17 Ma onset for the post-collisional K-rich calc-alkaline magmatism in the Maghrebides: evidence from Bougaroun (northeastern Algeria) and geodynamic implications. *Tectonophysics* 674, 114–134. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.02.013>.
- Abbassene, F., Chazot, G., Bèlon, H., Maury, R.C., Courme-Rault, M.D., Ouabadi, A., Coutelle, A., 2019. New chronostratigraphic constraints on the emplacement of Miocene high-K calc-alkaline igneous rocks from West Edough-Cap de Fer, NE Algeria. *Arab. J. Geosci.* 12, 22. <https://doi.org/10.1007/s12517-018-4196-9>.
- Ahmed-Said, Y., Leake, B.E., Rogers, G., 1993. The petrology, geochemistry and petrogenesis of the Edough igneous rocks, Annaba, NE Algeria. *J. Afr. Earth Sci.* 17, 111–123. [https://doi.org/10.1016/0899-5362\(93\)90027-N](https://doi.org/10.1016/0899-5362(93)90027-N).
- Aksoy, I., Kibici, Y., 2024. Mineral chemistry and P-T conditions of the Katakaya volcanics at Kirka-Afyon-Isparta volcanic province, Afyon, Turkey. *Geol. Acta* 22 (2), 1–21. <https://doi.org/10.1344/GeologicaActa2024.22.2>.
- Ammannati, E., Jacob, D.E., Avanzinelli, R., Foley, S.F., Conticelli, S., 2016. Low Ni olivine in silica-undersaturated ultrapotassic igneous rocks as evidence for carbonate metasomatism in the mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.* 444, 64–74. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.03.039>.
- Avanzinelli, R., Lustrino, M., Mattei, M., Melluso, L., Conticelli, S., 2009. Potassic and ultrapotassic magmatism in the circum-Tyrrhenian region: significance of carbonated pelitic vs. pelitic sediment recycling at destructive plate margins. *Lithos* 113, 213–227. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2009.03.029>.
- Avanzinelli, R., Bianchini, G., Tiepolo, M., Jasim, A., Natali, C., Braschi, E., Dallai, L., Beccaliva, L., Conticelli, S., 2020. Subduction-related hybridization of the lithospheric mantle revealed by trace element and Sr-Nd-Pb isotope data in composite xenoliths from Tallante (Betic Cordillera, Spain). *Lithos* 352–353, 105316. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.105316>.
- Bèlon, H., Lepvrier, C., Magné, J., Raymond, D., 1977. L’activité éruptive dans l’Algérie: nouvelles données géochronologiques. *Géologie Méditerranéenne* 4, 291–298.
- Bendjama, H., Yelles-Chaouche, A., Boulahia, O., Abacha, I., Mohammedi, Y., Beldjoudi, H., Taki-Eddine Rahmani, S., Bèheouane, O., 2021. The March 2017 earthquake sequence along the E-W-trending Meïd Aïcha-Debbagh Fault, northeast Algeria. *Geosci.* J. 25, 697–713. <https://doi.org/10.1007/s12303-020-0059-y>.
- Benito, R., Lopez-Ruiz, J., Cebria, J.M., Hertogen, J., Doblaz, M., Oyarzun, R., Demaiffe, D., 1999. Sr and O isotope constraints on source and crustal contamination in the high-K calc-alkaline and shoshonitic Neogene volcanic rocks of SE Spain. *Lithos* 46, 733–802. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(99\)00003-1](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(99)00003-1).
- Booth-Rea, G., Gaidi, S., Melki, F., Marzougui, W., Azanon, J.M., Zargouni, F., Galve, J. P., Perez-Pena, J.V., 2018. Late Miocene extensional collapse of Northern Tunisia. *Tectonics* 37, 1626–1647. <https://doi.org/10.1029/2017TC004846>.
- Booth-Rea, G., Gaidi, S., Melki, F., Marzougui, W., Ruano, P., Nieto, F., Azanon, J.M., Galve, J.P., Hidas, K., Garrido, C.J., 2023. Metamorphic Domes in Northern Tunisia: examining the roots of nappe belts by widespread post-subduction delamination in the Western Mediterranean. *Tectonics* 42, e2022TC007467. <https://doi.org/10.1029/2022TC007467>.
- Borghini, A., Nicoli, G., Ferrero, S., O’Brien, P.J., Laurent, O., Remusat, L., Borghini, G., Milani, S., 2023. The role of continental subduction in mantle metasomatism and carbon recycling revealed by melt inclusions in UHP eclogites. *Sci. Adv.* 9, eabp9482. <https://doi.org/10.1126/sciadv.abp9482>.
- Bouabou, L., Marignac, C., Chabbi, R., Cuney, M., 2010. The Fil filà (NE Algeria) topaz-bearing granites and their rare metal minerals: petrologic and metallogenic implications. *J. Afr. Earth Sci.* 56, 107–113. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2009.05.008>.
- Bouillin, J.-P., 1986. Le “bassin maghrébin”; une ancienne limite entre l’Europe et l’Afrique à l’ouest des Alpes. *Bull. Soc. Géol. France* (8th s.) 2, 547–558. <https://doi.org/10.2113/gssg/bull.ii.4.547>.
- Braeco Gartner, A.J.J., Nikogosian, I.K., Davies, G.R., Koorneef, J.M., 2023. The multi-component mantle source of Roman province ultrapotassic magmas revealed by melt inclusions. *Geochim. Cosmochim. Acta* 355, 266–281. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2023.06.012>.
- Casalini, M., Avanzinelli, R., Tommasini, S., Natali, C., Bianchini, G., Prelević, D., Mattei, M., Conticelli, S., 2022a. Petrogenesis of Mediterranean lamproites and associated rocks: the role of overprinted metasomatic events in the post-collisional lithospheric upper mantle. In: Krmíček, L., Chalapaty Rao, N.V. (Eds.), *Lamprophytes, Lamproites and Related Rocks: Tracers to Supercontinent Cycles and Metallogenesis*, 513. Special Publications, Geological Society, London, pp. 271–296. <https://doi.org/10.1144/SP513-2021-36>.
- Casalini, M., Tommasini, S., Guarneri, L., Avanzinelli, R., Lanari, R., Mattei, M., Conticelli, S., 2022b. Subduction-related lamproitic signature in intraplate-like volcanic rocks: the case study of the Tallante alkali basalts, Betic Chain, South-Eastern Spain. *Ital. J. Geosci.* 141, 144–159. <https://doi.org/10.3301/IJG.2022.06>.
- Chazot, G., Abbassene, F., Maury, R.C., Deverchère, J., Bèlon, H., Ouabadi, A., Bosch, D., 2017. An overview on the origin of post-collisional Miocene magmatism in the Kabylies (northern Algeria): evidence for crustal stacking, delamination and slab detachment. *J. Afr. Earth Sci.* 125, 27–41. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2016.10.005>.
- Coliffat, P.E., 1992. Un bassin post-nappes dans son cadre structural: l’exemple du bassin de Constantine (Algérie Nord-Orientale). Doctoral thesis. Université de Nancy I, France, 501 p.
- Conticelli, S., Peccerillo, A., 1992. Petrology and geochemistry of potassic and ultrapotassic volcanism in central Italy: petrogenesis and inferences on the evolution of the mantle sources. *Lithos* 28, 221–240. [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(92\)90008-M](https://doi.org/10.1016/0024-4937(92)90008-M).
- Conticelli, S., D’Antonio, M., Pinaroli, L., Givetta, L., 2002. Source contamination and mantle heterogeneity in the genesis of Italian potassic and ultrapotassic volcanic rocks: Sr–Nd–Pb isotope data from Roman Province and Southern Tuscany. *Mineral. Petrol.* 74, 189–222. <https://doi.org/10.1007/s007100200004>.
- Conticelli, S., Carlson, R.W., Widom, E., Serri, G., 2007. Chemical and isotopic composition (Os, Pb, Nd, and Sr) of Neogene to Quaternary calc-alkalic, shoshonitic, and ultrapotassic mafic rocks from the Italian peninsula: inferences on the nature of their mantle sources. In: Beccaliva, L., Bianchini, G., Wilson, M. (Eds.), *Genozoic Volcanism in the Mediterranean Area*, *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* 418, pp. 171–202. <https://doi.org/10.1130/SPE418>.
- Conticelli, S., Guarneri, L., Farinelli, A., Mattei, M., Avanzinelli, R., Bianchini, G., Boari, E., Tommasini, S., Tiepolo, M., Prelević, D., Venturilli, G., 2009. Trace elements and Sr–Nd–Pb isotopes of K-rich, shoshonitic, and calc-alkaline magmatism of the Western Mediterranean region: genesis of ultrapotassic to calc-alkaline magmatic associations in a post-collisional geodynamic setting. *Lithos* 107, 68–92. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2008.07.016>.
- Conticelli, S., Avanzinelli, R., Marchionni, S., Tommasini, S., Melluso, L., 2011. Sr–Nd–Pb isotopes from the Radiceofani Volcano, Central Italy: constraints on heterogeneities in a veined mantle responsible for the shift from ultrapotassic shoshonite to basaltic andesite magmas in a post-collisional setting. *Mineral. Petrol.* 103, 123–148. <https://doi.org/10.1007/s00710-011-0161-y>.
- Conticelli, S., Avanzinelli, R., Ammannati, E., Casalini, M., 2015. The role of carbon from recycled sediments in the origin of ultrapotassic igneous rocks in the Central Mediterranean. *Lithos* 232, 174–196. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2015.07.002>.
- Coogan, L.A., Saunders, A.D., Wilson, R.N., 2014. Aluminum-in-olivine thermometry of primitive basalts: evidence of an anomalously hot mantle source for Large Igneous Provinces. *Chem. Geol.* 368, 1–10. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2014.01.004>.
- Coulon, C., Megartsi, M., Fourcade, S., Maury, R.C., Bèlon, H., Louni-Hacini, A., Cotten, J., Coutelle, A., Hermitte, D., 2002. Post-collisional transition from calc-alkaline to alkaline volcanism during the Neogene in Oranie (Algeria): magmatic expression of a slab breakoff. *Lithos* 62, 87–110. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(02\)00109-3](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(02)00109-3).
- Dallai, L., Bianchini, G., Avanzinelli, R., Natali, C., Conticelli, S., 2019. Heavy oxygen recycled into the lithospheric mantle. *Sci. Rep.* 9, 8793. <https://doi.org/10.1038/s41598-019-45031-3>.
- Dallai, L., Bianchini, G., Avanzinelli, R., Deloué, E., Natali, C., Gaeta, M., Cavallo, A., Conticelli, S., 2022. Quartz-bearing rhyolitic melts in the Earth’s mantle. *Nat. Commun.* 13, 7765. <https://doi.org/10.1038/s41467-022-35382-3>.
- Davies, J.H., von Blanckenburg, F., 1995. Slab breakoff: a model of lithosphere detachment and its test in the magmatism and deformation of collisional orogens. *Earth Planet. Sci. Lett.* 129, 85–102. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(94\)00237-S](https://doi.org/10.1016/0012-821X(94)00237-S).
- Delvigne, J., Bisdom, E.B.A., Sleeman, J., Stoops, G., 1979. Olivines, their pseudomorphs and secondary products. *Pedologie* 29, 247–309.
- Duggen, S., Hörnle, K., van den Bogaard, P., Garbe-Schönberg, D., 2005. Post-collisional transition from subduction- to intraplate-type magmatism in the westernmost Mediterranean: evidence for continental-edge delamination of subcontinental lithosphere. *J. Petrol.* 46, 1155–1201. <https://doi.org/10.1093/petrology/egi013>.
- Durand-Delga, M., 1969. Mise au point sur la structure du Nord-Est de la Berbérie. *Publication du Service de la Carte géologique de l’Algérie* 39, 89–131.
- Faccenna, C., Becker, T.W., Auer, L., Billi, A., Boschi, L., Brun, J.P., Capitanio, F.A., Funicello, F., Horvath, F., Jolivet, L., Piromallo, C., Royden, L., Rossetti, F., Serpelloni, E., 2014. Mantle dynamics in the Mediterranean. *Rev. Geophys.* 52, 283–332. <https://doi.org/10.1002/2013RG000444>.

- Fedo, C.M., Nesbitt, H.W., Young, G.M., 1995. Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and palaeosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance. *Geology* 23, 921–924. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1995\)023<0921:UTEOPM>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1995)023<0921:UTEOPM>2.3.CO;2).
- Fichtner, A., Villaseñor, A., 2015. Crust and upper mantle of the western Mediterranean – constraints from full-waveform inversion. *Earth Planet. Sci. Lett.* 428, 52–62. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.07.038>.
- Foley, S.F., 1992. Vein-plus-wall-rock melting mechanisms in the lithosphere and the origin of potassic alkaline magmas. *Lithos* 28, 435–453. [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(92\)90018-T](https://doi.org/10.1016/0024-4937(92)90018-T).
- Foley, S.F., Venturelli, G., Green, D.H., Toscani, L., 1987. The ultrapotassic rocks: characteristics, classification, and constraints for petrogenetic models. *Earth Sci. Rev.* 24, 81–134. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(87\)90001-8](https://doi.org/10.1016/0012-8252(87)90001-8).
- Fourcade, S., Capdevila, R., Ouabadi, A., Martineau, F., 2001. The origin and geodynamic significance of the Alpine cordierite-bearing granitoids of northern Algeria. A combined petrological, mineralogical, geochemical and isotopic (O, H, Sr, Nd) study. *Lithos* 57, 187–216. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(01\)00034-2](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(01)00034-2).
- Gaidi, S., Booth-Rea, G., Melki, F., Marzougui, W., Ruano, P., Perez-Pena, J.V., Azanon, J.M., Zargouni, F., Chouaieb, H., Galve, J.P., 2020. Active fault segmentation in Northern Tunisia. *J. Struct. Geol.* 139, 104146. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2020.104146>.
- Gill, R.C.O., El Aaricou, A., El Azzouzi, M., Hernandez, J., Thirwall, M.F., Bourgois, J., Marriner, G.F., 2004. Depleted arc volcanism in the Alboran Sea and shoshonitic volcanism in Morocco: geochemical and isotopic constraints on Neogene tectonic processes. *Lithos* 78, 363–388. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.07.002>.
- Hamai, L., Petit, C., Yelles-Chaouche, A., Déverchère, J., Le Pourhiet, L., Beslier, M.O., Abtout, A., 2018. Towards subduction inception along the inverted North African margin of Algeria? Insights from thermo-mechanical models. *Earth Planet. Sci. Lett.* 501, 13–23. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.08.028>.
- Hamlani, H., Laouar, R., Bouhel, S., Boyce, A.J., 2020. Caractéristiques pétrologiques et géochimiques des roches magmatiques d'El Aouana, NE algérien. *Estud. Geol. Madrid* 76, e124. <https://doi.org/10.3989/eged.43391.510>.
- Hao, L.L., Wang, Q., Kerr, A.C., Wei, G.J., Huang, F., Zhang, M.Y., Qi, L., Ma, L., Chen, X. F., Yang, Y.N., 2022. Contribution of continental subduction to very light B isotope signatures in post-collisional magmas: evidence from southern Tibetan ultrapotassic rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.* 584, 117508. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2022.117508>.
- Hart, S.R., 1984. A large-scale isotope anomaly in the Southern Hemisphere mantle. *Nature* 309, 753–757. <https://doi.org/10.1038/309753a0>.
- Heap, M.J., Mollo, S., Vinciguerra, S., Lavalée, Y., Hess, K.U., Dingwell, D.B., Baud, P., Lezzi, G., 2013. Thermal weakening of the carbonate basement under Mt. Etna volcano (Italy): implications for volcano instability. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 250, 42–60. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2012.10.004>.
- Hekinian, R., 1982. *Petrology of the Ocean Floor*. Elsevier, 392 p.
- Hernandez, J., 1986. *Pétrologie du massif volcanique du Guizil (Maroc oriental). Cristallisation fractionnée, mélanges de magmas et transferts de fluides dans une série shoshonitique*. *J. Afr. Earth Sci.* 5, 381–399. [https://doi.org/10.1016/0899-5362\(86\)90053-9](https://doi.org/10.1016/0899-5362(86)90053-9).
- Kaminsky, F., Romanko, Y., Kolesnikov, S., Salkhi, M., 1993. Lamproites of northern Algeria. *Int. Geol. Rev.* 35, 235–252. <https://doi.org/10.1080/00206819309465525>.
- Laouar, R., Boyce, A.J., Ahmed-Said, Y., Ouabadi, A., Fallick, A.E., Toubal, A., 2002. Stable isotope study of the igneous, metamorphic and mineralized rocks of the Edough complex, Annaba, Northeast Algeria. *J. Afr. Earth Sci.* 35, 271–283. [https://doi.org/10.1016/S0899-5362\(02\)00037-4](https://doi.org/10.1016/S0899-5362(02)00037-4).
- Laouar, R., Boyce, A.J., Arafa, M., Ouabadi, A., Fallick, A.E., 2005. Petrological, geochemical, and stable isotope constraints on the genesis of the Miocene igneous rocks of Chetaibi and Cap de Fer (NE Algeria). *J. Afr. Earth Sci.* 41, 445–465. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2005.06.002>.
- Laouar, R., Lekoui, A., Bouima, T., Salmi-Laouar, S., Bouhel, S., Aabdallah, N., Boyce, A. J., Fallick, A.E., 2018. Petrology, geochemistry and stable isotope studies of the Miocene igneous rocks and related sulphide mineralisation of Oued Anizout (NE Algeria). *Ore Geol. Rev.* 101, 312–329. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2018.07.026>.
- Le Bas, M.J., Maitre, L., Streckeisen, A., Zanetti, B., 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *J. Petrol.* 27, 745–750. <https://doi.org/10.1093/petrol/27.3.745>.
- Leprêtre, R., Filizon de Lamotte, D., Combier, V., Gimenes-Vives, O., Mohn, G., Eschard, R., 2018. The tell-rif orogenic system (Morocco, Algeria, Tunisia) and the structural heritage of the southern Tethys margin. *BSGF-Earth Sci. Bull.* 189, 10. <https://doi.org/10.1051/bsgf/2018009>.
- Lustrino, M., Duggen, S., Rosenberg, C.L., 2011. The Central-Western Mediterranean: anomalous igneous activity in an anomalous collisional tectonic setting. *Earth Sci. Rev.* 104, 1–40. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2010.08.002>.
- Lustrino, M., Agostini, S., Chalal, Y., Fedde, L., Stagno, V., Colombi, F., Bouguerra, A., 2016. Exotic lamproites or normal ultrapotassic rocks? The late Miocene volcanic rocks from Kef Hahouner, NE Algeria, in the frame of the circum-Mediterranean lamproites. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 327, 539–553. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2016.09.021>.
- Mahéo, G., Guillot, S., Blichert-Toft, J., Rolland, Y., Pêcher, A., 2002. A slab breakoff model for the Neogene thermal evolution of South Karakorum and South Tibet. *Earth Planet. Sci. Lett.* 195, 45–58. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(01\)00578-7](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00578-7).
- Maouche, S., Abtout, A., Merabet, N.-E., Aïta, T., Lamali, A., Bouyahiaoui, B., Bougehiche, S., Ayache, M., 2013. Tectonic and hydrothermal activities in Debagh, Guelma Basin (Algeria). *J. Geol. Res.* 2013, 409475, 13 p. <https://doi.org/10.1155/2013/409475>. <https://onlinelibrary.wiley.com/action/showCitFormats?doi=10.1155/2013/409475&mobileUi=0>.
- Maury, R.C., Fourcade, S., Coulon, C., El Azzouzi, M., Bélon, H., Ouabadi, A., Semroud, B., Megarisi, M., Cotten, J., Belanteur, O., Louni-Hacini, A., Coutelle, A., Piqué, A., Capdevila, R., Hernandez, J., 2000. Post-collisional Neogene magmatism of the Mediterranean Maghreb margin: a consequence of slab detachment. *C.R. Acad. Sci. (Paris)* 331, 159–173. [https://doi.org/10.1016/S1251-8050\(00\)01406-3](https://doi.org/10.1016/S1251-8050(00)01406-3).
- McDonough, W.F., 1990. Constraints on the composition of the continental lithospheric mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.* 101, 1–18. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(90\)90119-I](https://doi.org/10.1016/0012-821X(90)90119-I).
- Mitchell, R.H., Bergman, S.C., 1991. *Petrology of Lamproites*. Plenum Press, New York, 447 p.
- Moretti, E., Cocconi, R., Guerrero, F., Lahondère, J.C., Loiacono, F., Puglisi, D., 1991. The Numidian sequence between Guelma and Constantine (eastern Tell, Algeria). *Terra Nova* 3, 153–165. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.1991.tb00868.x>.
- Morimoto, N., Fabries, J., Ferguson, A.K., Ginzburg, I.V., Ross, M., Seifert, F.A., Zussman, J., Aoki, K., Gottardi, G., 1988. Nomenclature of pyroxenes. *Mineral. Mag.* 52, 535–550. <https://doi.org/10.1180/minmag.1988.052.367.15>.
- Morrison, G.W., 1980. Characteristics and tectonic setting of the shoshonite rock association. *Lithos* 13, 97–108. [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(80\)90067-5](https://doi.org/10.1016/0024-4937(80)90067-5).
- Nesbitt, H., Young, G.M., 1982. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature* 299, 715–717. <https://doi.org/10.1038/299715a0>.
- Ohta, T., Arai, H., 2007. Statistical empirical index of chemical weathering in igneous rocks: a new tool for evaluating the degree of weathering. *Chem. Geol.* 240, 280–297. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2007.02.017>.
- Palmer, M.R., Ersoy, E.Y., Akal, C., Uysal, I., Genç, S.C., Banks, L.A., Cooper, M.J., Milton, J.A., Zhao, K.D., 2019. A short, sharp pulse of potassium-rich volcanism during continental collision and subduction. *Geology* 47, 1079–1082. <https://doi.org/10.1130/G45836.1>.
- Pearce, J.A., 1996. A user's guide to basalt discrimination diagrams. In: *Geological Association of Canada, Short Course Notes* 12, pp. 79–113.
- Pearce, J.A., 2014. Immobile element fingerprinting of ophiolites. *Elements* 10, 101–108. <https://doi.org/10.2113/gselements.10.2.101>.
- Peccerillo, A., Taylor, S.R., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contrib. Mineral. Petrol.* 58, 63–81. <https://doi.org/10.1007/BF00384745>.
- Pe-Piper, G., Zhang, Y., Piper, D.J.W., Prđević, D., 2014. Relationship of Mediterranean type lamproites to large shoshonite volcanoes, Miocene of Lesbos, NE Aegean Sea. *Lithos* 184–187, 281–299. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.11.004>.
- Pérez-Valera, L.A., Rosenbaum, G., Sánchez-Gómez, M., Azor, A., Fernández-Soler, J.M., Pérez-Valera, F., Vasconcelos, P.M., 2013. Age distribution of lamproites along the Socovos fault (southern Spain) and lithospheric scale tearing. *Lithos* 180–181, 252–263. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.08.016>.
- Plank, T., Langmuir, C.H., 1998. The chemical composition of subducting sediments and its consequence for the crust and mantle. *Chem. Geol.* 145, 325–394. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(97\)00150-2](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(97)00150-2).
- Prelević, D., Foley, S.F., 2007. Accretion of arc-oceanic lithospheric mantle in the Mediterranean: evidence from extremely high-Mg olivines and Cr-rich spinel inclusions from lamproites. *Earth Planet. Sci. Lett.* 256, 120–135. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.01.018>.
- Prelević, D., Foley, S.F., Romer, R.L., Cvetković, V., Downes, H., 2005. Tertiary ultrapotassic volcanism in Serbia: constraints on petrogenesis and mantle source characteristics. *J. Petrol.* 46, 1443–1487. <https://doi.org/10.1093/petrol/egj022>.
- Prelević, D., Foley, S.F., Romer, R., Conticelli, S., 2008. Mediterranean Tertiary lamproites derived from multiple source components in postcollisional geodynamics. *Geochim. Cosmochim. Acta* 72, 2125–2156. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2008.01.029>.
- Prelević, D., Akal, C., Foley, S.F., Romer, R.L., Stracke, A., van den Bogaard, P., 2012. Ultrapotassic mafic rocks as geochemical proxies for post-collisional dynamics of orogenic lithospheric mantle: the case of southwestern Anatolia, Turkey. *J. Petrol.* 53, 1019–1055. <https://doi.org/10.1093/petrol/egs008>.
- Putirka, K.D., 2008. Thermometers and barometers for volcanic systems. *Rev. Mineral. Geochem.* 69, 61–120. <https://doi.org/10.2138/rmg.2008.69.3>.
- Radi, Z., Yelles-Chaouche, A., 2022. Shear velocity structure beneath Northern Algeria from Rayleigh-wave analysis. *J. Afr. Earth Sci.* 186, 104446. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2021.104446>.
- Radi, Z., Yelles-Chaouche, A., Corchete, V., Guettouche, S., 2017. Crust and upper mantle shear wave structure of Northeast Algeria from Rayleigh wave dispersion analysis. *Phys. Earth Planet. Inter.* 270, 84–89. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2017.06.013>.
- Raoult, J.F., 1974. *Géologie du centre de la chaîne numidique (Nord du Constantinois, Algérie)*. Mémoires de la Société géologique de France 121, 1–163.
- Raoult, J.F., Velde, D., 1971. Découverte de trachytes potassiques à olivine et d'andésites en coulées dans le Miocène continental au Sud du Kef Hahouner (Nord du Constantinois, Algérie). *C.R. Acad. Sci. (Paris)* 272, 1051–1054.
- Recanatani, A., Missenard, Y., Leprêtre, R., Gautheron, C., Barbarand, J., Abbassene, F., Abdallah, N., Ouabadi, A., Deder, M.E.M., Boukari, C., Pinna-Jamme, R., Hautine, F., 2019. A Tortonian onset for the Algerian margin inversion: evidence from low-temperature thermochronology. *Terra Nova* 31, 39–48. <https://doi.org/10.1111/ter.12367>.
- Rudnick, R.L., Gao, S., 2003. Composition of the continental crust. In: Rudnick, R.L. (Ed.), *The Crust. Treatise on Geochemistry*, 3. Elsevier-Pergamon, Oxford, pp. 1–64. <https://doi.org/10.1016/B0-08-043751-6/03016-4>.

- Scarrow, J.H., Cox, K.G., 1995. Basalts generated by decompressive adiabatic melting of a mantle plume: a case study from the Isle of Skye, NW Scotland. *J. Petrol.* 36, 3–22. <https://doi.org/10.1093/petrology/36.1.3>.
- Soder, C.G., Romer, R.L., 2018. Post-collisional potassic-ultrapotassic magmatism of the Variscan Orogen: implications for mantle metasomatism during continental subduction. *J. Petrol.* 59, 1007–1034. <https://doi.org/10.1093/petrology/egy053>.
- Soumaya, A., Ben Ayed, N., Rajabi, M., Meghraoui, M., Delvaux, D., Kadri, A., Ziegler, M., Maouche, S., Braham, A., 2018. Active faulting geometry and stress pattern near complex strike-slip systems along the Maghreb region: constraints on active convergence in the Western Mediterranean. *Tectonics* 37, 3148–3173. <https://doi.org/10.1029/2018TC004983>.
- Stracke, A., Bizimis, M., Salters, V.J.M., 2003. Recycling oceanic crust: quantitative constraints. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 4, 8003. <https://doi.org/10.1029/2001GC000223>.
- Sun, S.S., McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*, 42. Special Publications, Geological Society, London, pp. 313–345. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>.
- Tang, G.J., Wyman, D.A., Wang, Q., Ma, L., Dan, W., Yang, Y.N., Liu, X.J., Chen, H.Y., 2022. Links between continental subduction and generation of Cenozoic potassic-ultrapotassic rocks revealed by divine oxygen isotopes: a case study from NW Tibet. *Contrib. Mineral. Petrol.* 177, 53. <https://doi.org/10.1007/s00410-022-01920-x>.
- Tommasini, S., Avanzinelli, R., Conticelli, S., 2011. The Thorium/Lanthanum conundrum of the Tethyan realm lamproites: the role of recycled sediments and zoisite/lawsonite melting. *Earth Planet. Sci. Lett.* 301, 469–478. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.11.023>.
- Turner, S., Arnaud, N., Liu, J., Rogers, N., Hawkesworth, C., Harris, N., Kelley, S., van Calsteren, P., Deng, W., 1996. Post-collision, shoshonitic volcanism on the Tibet Plateau: implications for convective thinning of the lithosphere and the source of ocean island basalts. *J. Petrol.* 37, 45–71. <https://doi.org/10.1093/petrology/37.1.45>.
- Vila, J.M., 1978. Définition de la nappe néritique constantinoise, élément structural majeur de la chaîne alpine d'Algérie orientale. *Bull. Soc. Géol. France (7th s.)* 20, 791–794. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.S7-XX.5.791>.
- Vila, J.M., Hernandez, J., Velde, D., 1974. Sur la présence d'un filon de roche lamproitique (trachyte potassique à olivine) recoupant le flysch de type Guerroueh entre Azzaba (ex-Jemmapes) et Hammam-Meskoutine, dans l'Est du Constantinois (Algérie). *C.R. Acad. Sci. (Paris)* 278, 2589–2592.